202443

Р. М. МЯННИЛЬ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА В ОРДОВИКЕ

Р. М. МАНИЛЬ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
БАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА
В ОРДОВИКЕ

T554
M993
1 X B-3148

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

Р. М. МЯННИЛЬ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА В ОРДОВИКЕ

Тартуская Центральная
городская библиотека
им. Н. В. Гоголя
Инв. № 202443

ИЗДАТЕЛЬСТВО „ВАЛГУС"
ТАЛЛИН 1966

550+T550
T550

Toimetuskolleegium:
ENSV TA akadeemik K. Orviku (esimees), geoloogia-mineraloogiateaduste doktor R. Männil (sekretär), geoloogia-mineraloogiateaduste kandidaadid S. Baukov, D. Kaljo ja A. Raukas

Köite toimetaja D. Kaljo

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, и А. В. Раукас

Редактор выпуска Д. Л. Кальо

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Эстонской ССР

*

РИСО № 612

Мянниль Ральф Мартович
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА В ОРДОВИКЕ
На русском языке
Издательство «Валгус», Таллин, Пярнуское шоссе, 10
Редактор А. Скворцова. Художественный редактор А. Сяде. Технический редактор С. Коху. Корректор Н. Круглова.

Сдано в набор 2. VIII 1966. Подписано к печати 15. XII 1966. Бумага 70 × 108, 1/16. Печатных листов 12,5 + вклейки. Условно-печатных листов 21,79. Учетно-издательских листов 18,90. Тираж 700. МВ-10934. № заказа 5693. Типография им. Ханса Хейдеманна, Тарту, ул. Юликооли, 17/19. II

Цена руб. 1.68

2—8—1

TARTU ÜLIKOOLI
RAAMATUKOGU

Тартуская Центральная
городская библиотека
им. Н. В. Гоголя

ВВЕДЕНИЕ

Ордовикские эпиконтинентальные отложения Северо-Запада СССР и прилегающих районов, благодаря своей полноте, хорошей сохранности и удовлетворительной обнаженности, а также заключенным в них полезным ископаемым, уже более ста лет служат постоянным объектом исследований палеонтологов и литологов. За этот период собран, главным образом из обнажений этих древних отложений, и обработан богатый палеонтологический и литологический материал, а также опубликованы десятки классических монографий, многочисленные статьи и сообщения.

В послевоенные годы расширился размах исследований по ордовикским отложениям Балтоскандии как в СССР, так и в зарубежных странах (в Швеции, Норвегии, Польской Народной Республике). Это в значительной степени обусловлено большим числом заложенных скважин, впервые вскрывших ордовикские отложения в районах их глубокого залегания — в Средней и Южной Прибалтике и прилегающих к ним на востоке областях РСФСР, в Северной и Восточной Польше. Наряду с этим бурением впервые были вскрыты полные разрезы ордовика в районах его выходов на территории Северной Прибалтики и Швеции.

Богатые керновые материалы этих скважин в настоящее время детально изучаются, причем основные результаты глубокого бурения полностью или частично опубликованы и доступны для обобщения.

Что касается части ордовикского бассейна, расположенной в пределах СССР, то по ней уже сделаны первые попытки свести воедино богатый новый материал. Так, основные результаты изучения стратиграфии ордовика Северо-Запада СССР обобщены в работе Т. Н. Алиховой (1960а), а основные данные по палеогеографии и литологии бассейна — в двух сериях обзорных литолого-фациальных карт (Соколов и Александрова, 1952; Мянниль, Рыымусокс, Соколов и др., 1961). Отдельные работы сводного характера, основывающиеся на новом материале, появились в последнее время также за рубежом (Thorslund, 1960; Jaanusson, 1963a; Tomczyk, 1957, 1962; Tomczykowa, 1964; Henningsmoen, 1960a и др.). Все эти работы, однако, посвящены лишь отдельным регионам развития ордовикских отложений; по бассейну в целом сводка пока отсутствовала.

Результаты изучения выходов и кернов ордовикских отложений на Северо-Западе СССР, в частности новых скважин, пройденных в Прибалтике в самые последние годы (1960—1964), а также новейшие данные изучения этих отложений в Скандинавии побудили нас попытаться изложить историю развития ордовикского бассейна как единого целого.

Основанием для такой попытки послужило вскрытие в Средней При-

балтике отложений скандинавского типа (Мянниль, 1963в; Männil, 1964; Мянниль, Эйнасто и Хинтс, 1964; Карпицкий, 1966), впервые позволившее путем послойного сопоставления достоверно увязать разрезы двух основных регионов Балтийского бассейна — восточного, Прибалтийского, и западного, Скандинавского. Кроме того, в Прибалтике удалось выявить строгую зональность в распределении фаций (осадков) бассейна и раскрыть причины, обусловившие ее. Это позволило интерпретировать и разрезы ряда районов Швеции, где ордовикские отложения уцелели от последующего размыва только в виде небольших изолированных участков, и увязать эти выходы с определенными фациальными зонами, общими для обоих основных регионов бассейна.

В основу настоящей работы легли, помимо литературных и различных рукописных материалов, данные по разрезам опорных скважин, изученным в последние годы группой палеонтологов и литологов Института геологии АН ЭССР под руководством автора. На основании всех этих данных произведено стратиграфическое расчленение новых разрезов, проверено расчленение ранее изученных и произведено их сопоставление. За основу хроностратиграфического расчленения отложений принят несколько видоизмененный вариант стратиграфической схемы Прибалтики (табл. 1). В ордовике бассейна выделена всего 21 стратиграфическая единица, послужившая основанием для построения соответствующих карт фаций.

Ввиду того что фаунистическая характеристика опорных разрезов неодинакова и зачастую недостаточна, автору во многих случаях пришлось прибегать к условному и в биостратиграфическом отношении мало обоснованному расчленению разрезов, что несколько снижает ценность настоящей работы. Однако думается, что связанные с этим неточности мало повлияют на карты фаций и полученные на основании анализа карт общие выводы.

Обоснование принятых в настоящей работе стратиграфических подразделений и их границ дано в первой части работы, посвященной вопросам стратиграфии и корреляции ордовикских отложений Балтийского бассейна.

Во второй части рассматривается распределение осадков бассейна по коротким отрезкам геологического времени, соответствующим горизонтам или подгоризонтам принятой стратиграфической схемы.

Распространение осадков рассматривается на площади, охватывающей основную, наиболее существенную и изученную часть Балтийского эпиконтинентального бассейна, расположение которого и его отношение к другим ордовикским морям Европы показаны на рис. 1. Под Балтийским бассейном при этом подразумевается эпиконтинентальный водоем, ограниченный на западе Каледонским геосинклинальным морем, на севере и востоке Фенно-Сарматской сушей. Естественной южной границей Балтийского бассейна, видимо, следует считать так называемый Европейский перешеек (Frech, 1897), отделявший бассейн от Богемско-Средиземноморского моря. В таких границах Балтийский бассейн охватывает, кроме площади нынешнего Балтийского моря, всю Прибалтику и большие территории, примыкающие к ней с востока и северо-востока, основную часть территории Польши, почти всю Швецию и крайний юго-восток Норвегии (грабен Осло).

В пределах Балтийского бассейна выделяются два крупных палеогеографических региона — Прибалтийский и Скандинавский. Первый охватывает всю восточную, заливообразную часть бассейна, второй — территорию Швеции и основную территорию Польши, а также значительную часть Прибалтики.

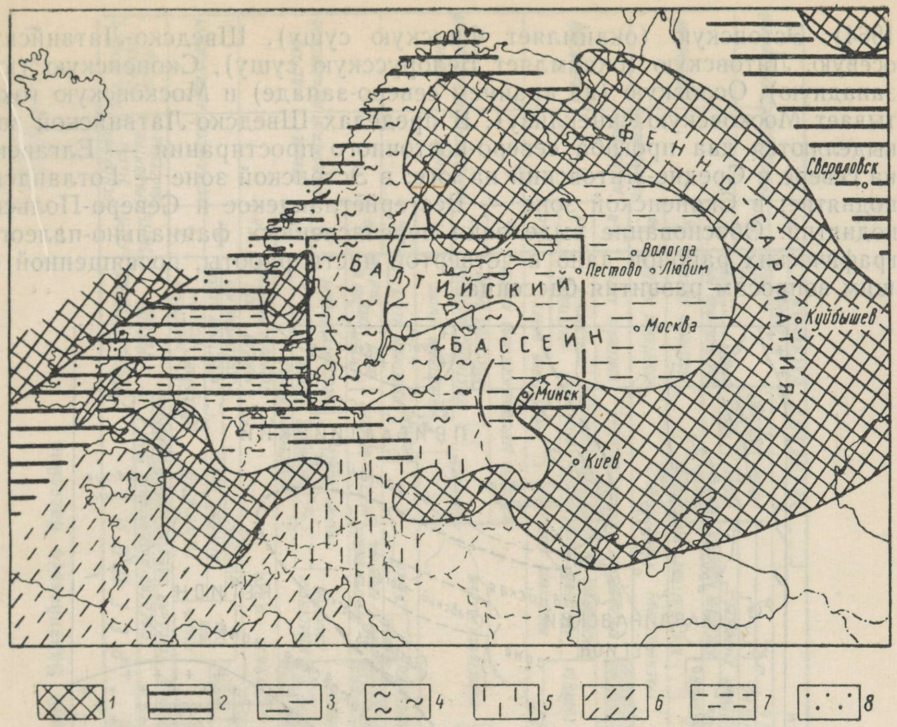


Рис. 1. Палеогеографическая схема Европы в вирускую эпоху (начало карадока) с выделением рассматриваемой в работе территории Балтийского бассейна. Составлена по данным С. Бубнова (Bubnoff, 1941), Л. Виллса (Wills, 1951), Н. Спьельднэса (Spjeldnaes, 1961), Р. Мянниля, А. Рыымусокса, Б. Соколова и др. (1961), В. В. Жданова (1964) и др.

1 — суша; *2* — геосинклинальное море; *3—6* — эпиконтинентальное море с фауной прибалтийского (*3*), скандинавского (*4*), богемского (*5*) типов и цистоидного известняка (*6*); *7* — фауна англо-скандинавского типа; *8* — фауна шотландско-аппалачского типа.

Границы этой территории (рис. 2) определены с таким расчетом, чтобы она охватывала 1) основную, наилучше изученную часть бассейна и 2) только прибрежные, узкие части окружающей суши: на севере — Финскую сушу (Финский полуостров Фенно-Сарматского континента), на юго-востоке — Белорусскую сушу (Белорусский полуостров того же континента) и на северо-западе — крупный остров Телемарк. За пределами территории остались следующие части бассейна: на севере — окрестности Емтланда с единственными выходами эпиконтинентального ордовика в указанном районе, хорошо известные по работе П. Туршлунда (Thorslund, 1940) и учтенные при составлении наших карт фаций; на востоке — значительная часть Прибалтийского залива, отложения которого неполные (отсутствует верхняя половина среднего ордовика и весь верхний ордовик) и уцелели от последующего размыва лишь в центральной его части; они вскрыты только двумя глубокими скважинами (Вологда, Любим); на юге — основная территория Польши с единственными выходами на Свентокшиских горах с неполными разрезами ордовика.

Размеры рассматриваемой в настоящей работе территории по широте — 1500 км, по меридиану — 900 км.

В фациальном отношении морская часть территории подразделена на следующие условные фациальные зоны (рис. 2; см. также Männil,

1964): Эстонскую (окаймляет Финскую сушу), Шведско-Латвийскую, осевую, Литовскую (окаймляет Белорусскую сушу), Сконенскую (юго-западную), Ослоскую (на крайнем северо-западе) и Московскую (охватывает Московскую синеклизу). В пределах Шведско-Латвийской зоны выделяются два прогиба северо-восточного простирания — Елгавский на севере и Средне-Литовский на юге; в Эстонской зоне — Готландское поднятие; в Сконенской зоне — Вестерйётландское и Северо-Польское поднятия. Обоснование выделения перечисленных фациально-палеогеографических районов дано в четвертой части работы, посвященной общим вопросам развития бассейна.

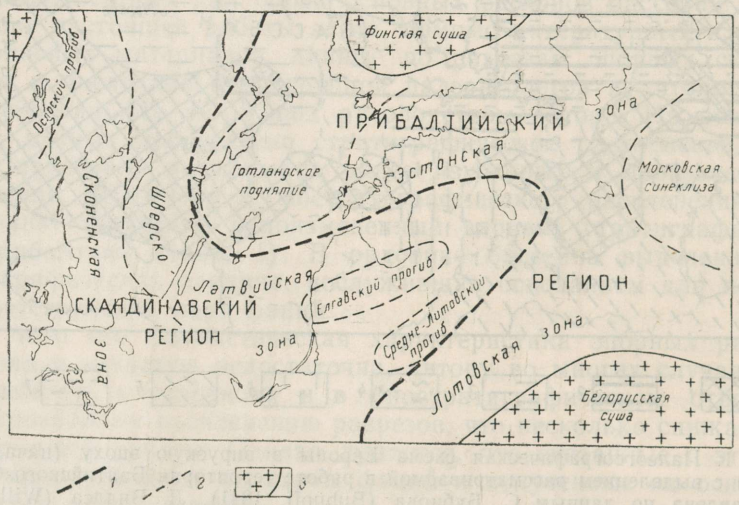


Рис. 2. Основные фациально-палеогеографические элементы Балтийского бассейна, принятые в работе.

1 — граница Скандинавского и Прибалтийского регионов; *2* — граница структурно-тектонических элементов; *3* — суша.

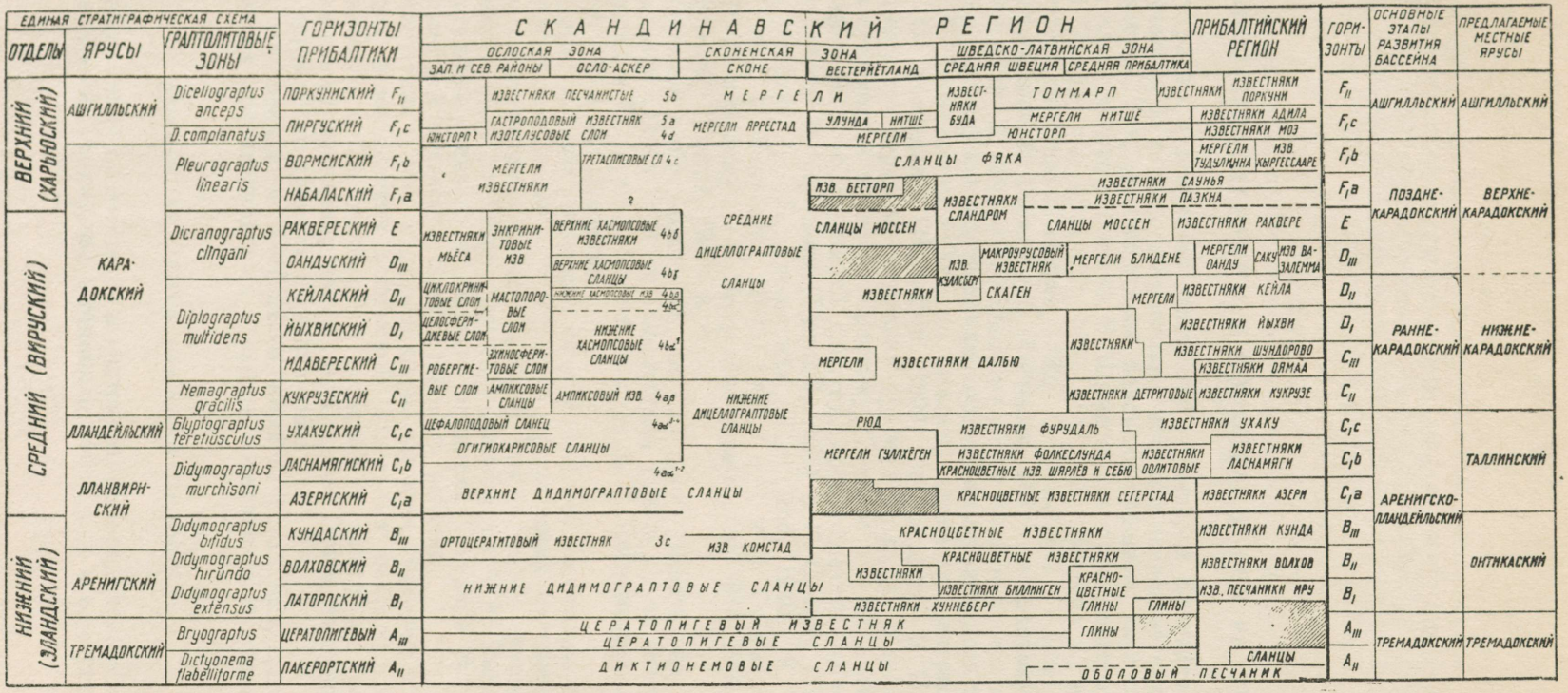
Работа выполнена в секторе стратиграфии и палеонтологии Института геологии Академии наук Эстонской ССР.

Автор считает своим долгом выразить искреннюю благодарность всем лицам, помогавшим ему при составлении данной работы, прежде всего коллегам по работе, научным сотрудникам Института геологии АН ЭССР Л. И. Сарву, Р. Э. Эйнасто, В. Я. Вийра и Л. М. Хинтс, непосредственно принимавшим участие в полевых работах по изучению опорных разрезов и в обработке палеонтологического материала. Керновый и палеонтологический материал предоставили нам для изучения В. Я. Карпицкий (Управление геологии СМ Латв. ССР), В. А. Селиванова (Северо-западное геологическое управление), К. Ф. Каяк (Управление геологии СМ ЭССР), И. Ю. Пашкевичюс (Вильнюсский госуниверситет) и многие другие лица.

Ценные указания и советы автор получил от академика АН ЭССР К. К. Орвику, члена-корреспондента АН СССР Б. С. Соколова, академика В. В. Меннера, доктора М. Линдстрёма (Лундский университет), доктора геол.-минерал. наук Т. Н. Алиховой (ВСЕГЕИ), кандидатов геол.-минерал. наук А. К. Рыымусокса (Тартуский госуниверситет), Д. Л. Кальо (Институт геологии АН ЭССР) и др. Особенно признателен автор доктору В. Яануссону (Упсальский университет), предоставившему ценные неопубликованные материалы по стратиграфии ордовика Скандинавии.

Таблица 1

Корреляционная схема ордовикских отложений Балтийского бассейна



ГЛАВА I

ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

Стратиграфия ордовикских отложений территории Балтийского бассейна изучалась по отдельным регионам многими исследователями разных поколений. Так, уже во второй половине прошлого века были составлены классические работы Ф. Б. Шмидта по стратиграфии ордовика Северной Прибалтики (Schmidt, 1858, 1881), В. Брёггера по нижнему ордовику грабена Осло (Brögger, 1882), С. Туллберга (Tullberg, 1882) по ордовику Сконе, С. Тёрнквиста (Törnquist, 1883) по ордовику района оз. Сильян и др. В начале XX столетия наши знания о стратиграфии ордовикских отложений Балтоскандии обогатили выдающиеся исследования В. В. Ламанского (1905) по нижнему ордовику Северной Прибалтики, О. Холтедаля (Holtedahl, 1909) по среднему и Й. Чьера (Kiaer, 1901) по верхнему ордовику грабена Осло, Е. Улина (Olin, 1906) по среднему и верхнему ордовику Сконе и др. Из дальнейших стратиграфических исследований следует особо отметить по нижнему ордовику работы Т. Чернвика (Tjernvik, 1956) и К. Орвику (1960), по среднему ордовику — П. Туршлунда (Thorslund, 1940), К. Орвику (Orviku, 1940), В. Яануссона (1945, 1960 и др.) и Л. Стёрмера (Störmer, 1953), по верхнему — В. Яануссона (Jaanusson, 1944, 1956, 1963а) и Л. Стёрмера (Störmer, 1945) и др.

Из обзорных работ последних лет следует указать на работы Т. Н. Алиховой (1960а) и А. К. Рыымусокса (1960а, б) по Прибалтике, В. Яануссона и П. Туршлунда по Швеции и Г. Хеннингсмуэна (Henningsmoen, 1960) по Норвегии.

Благодаря наличию указанных сводок отпадает необходимость в систематическом изложении стратиграфии ордовикских отложений рассматриваемой территории в данной работе. Тем более, что одновременно с этой работой была составлена крупная монография А. К. Рыымусокса по стратиграфии среднего и верхнего ордовика Северной Эстонии — стратотипической местности Прибалтийского региона.

В соответствии с этим в данной главе основное внимание обращено на вопросы сопоставления отложений отдельных районов, особенно Прибалтийского и Скандинавского регионов, а также на изложение новых биостратиграфических данных по Средней Прибалтике, имеющих для этой корреляции существенное значение.

Ниже остановимся на наиболее важных вопросах подразделения и сопоставления рассматриваемых в работе ордовикских отложений.

ЭЛАНДСКАЯ СЕРИЯ (НИЖНИЙ ОРДОВИК)

Эландская серия принимается в настоящей работе в первоначальном ее объеме (Кальо, Рыымусокс и Мянниль, 1958), т. е. в ее состав вклю-

чены тремадокский и онтикаский ярусы. Онтикаский ярус рассматривается в составе аренига и нижней части лланвирна английской схемы; его верхняя граница проводится соответственно по кровле зоны *Didymograptus bifidus*. Такой объем эландской серии, как нижнего ордовика Северо-Запада Русской платформы, в настоящее время принят большинством исследователей ордовика Балтоскандии (Алихова, 1953, 1957, 1960а, б; Мянниль, 1958в, 1963б; Пашкевичюс, 1960; Рыымусокс, 1960а, б; Jaanusson, 1960c; Thorslund and Jaanusson, 1960 и др.).

Тремадокский ярус

Пакерортский горизонт (A_{II}) *

Под пакерортским горизонтом мы подразумеваем самые низы ордовика, составляющие нижний тремадок. Полный объем пакерортского горизонта ввиду неполноты разреза и отсутствия достаточной биостратиграфической характеристики не может быть определен в его стратотипе, на мысе Пакерорт; объем этот определяется беспрерывными разрезами нижнего тремадока Скандинавии — разрезами района Осло (Störmer 1940; Bulman, 1954) и юго-востока Сконе (Hede, 1951; Tjernvik, 1958a). На основании указанных разрезов пакерортский горизонт подразделяется (сверху вниз) на следующие граптолитовые зоны (Tjernvik, 1958a):

зона *Dictyonema norvegicum* и *Bryograptus kjerulfi*,
зона *Adelograptus hunnebergensis* и *Clonograptus tenellus*,
зона *Dictyonema flabelliforme* (? = *D. graptolithinum*) **,
зона *Dictyonema sociale*,
зона *Dictyonema desmograptoides*.

Из указанных зон самая нижняя — зона *Dictyonema desmograptoides* — установлена в Балтоскандии пока только в районе Осло, в юго-восточной части Сконе (в скважине Флагабро) и в Естерйётланде. Следующая зона, видимо, пользуется уже более широким распространением, так как ее зональный вид найден во многих местах Норвегии, в Сконе, на о-ве Борнхольм, в Естерйётланде (Tjernvik, 1956, стр. 159), в районе оз. Сильян, у Таллина.

В западных разрезах Скандинавии, включая южную часть о-ва Эланд (где установлены три верхние граптолитовые зоны — Westergård, 1909, 1944, 1947), рассматриваемый горизонт представлен исключительно диктионемовыми сланцами, а в восточных, на севере о-ва Эланд, в Южно-Ботническом районе и районе оз. Сильян (Даларне) у Сюрберга (Thorslund, 1936; Tjernvik, 1956) и Дюпграва (по устному сообщению доктора В. Яануссона) — конгломератами и песчаниками с *Obolus apollinis* (Eichw.). У Дюпграва в основании оболового песчаника мощностью около 2 м встречен тонкий прослой диктионемового сланца с *Dictyonema sociale*.

В Северной Прибалтике (в Северной Эстонии и Ленинградской области) отложения пакерортского горизонта представлены внизу квар-

---

* Индекс A_{II} для обозначения пакерортского горизонта, как и индексы A_{III} (ератопигевый горизонт), B_Ia (хуннебергский подгоризонт) и B_Ib (биллингенский подгоризонт), предлагаются автором совместно с А. Рыымусоксом и В. Яануссоном.

** Согласно А. М. Обуту (1953), *Dictyonema flabelliforme* (Eichw.) не идентичен скандинавской форме, широко известной в литературе под тем же наименованием (*D. flabelliforme* f. *typica*); последняя должна носить название *D. graptolithinum* Kierulf.

цевыми песчаниками с *Obolus apollinis* (Eichw.) и другими беззамковыми брахиоподами, а наверху диктионемовыми сланцами с *Dictyonema sociale* (Salter), *D. graptolithinum* Kjerulf, *D. flabelliforme* (Eichw.), *D. rossicum* Obut и др. Стратиграфия этих отложений рассматривалась многими исследователями, предлагавшими различные схемы их подразделения (Öpik, 1928, 1929; Мююрисепп, 1958; Давыдова и Гольдштейн, 1960; Loog, 1964 и др.). Большинство этих схем носит литостратиграфический характер и мало пригодно для корреляционных целей. В настоящей работе принята схема, основывающаяся главным образом на исследованиях А. Эпика, Т. Н. Давыдовой, К. Стумбура (1962) и А. Лоога. Согласно принятой схеме, горизонт подразделяется (сверху вниз) на следующие подгоризонты.

4-й подгоризонт: варангуская пачка (сланцеватые глины с глауконитом);

3-й подгоризонт: тюрисалуская пачка (диктионемовый сланец); орасояская пачка (чередование слоев диктонемового сланца и алевролита); суурейыэская пачка (преимущественно среднезернистые песчаники с обильным детритом мелких беззамковых брахиопод);

2-й подгоризонт: маардуская пачка (преимущественно мелкозернистые песчаники с редкими прослойками диктионемового сланца, со скоплениями беззамковых брахиопод, с конгломератом у основания);

1-й подгоризонт: юльгазеская пачка (грубые алевриты с редкими прослойками глины).

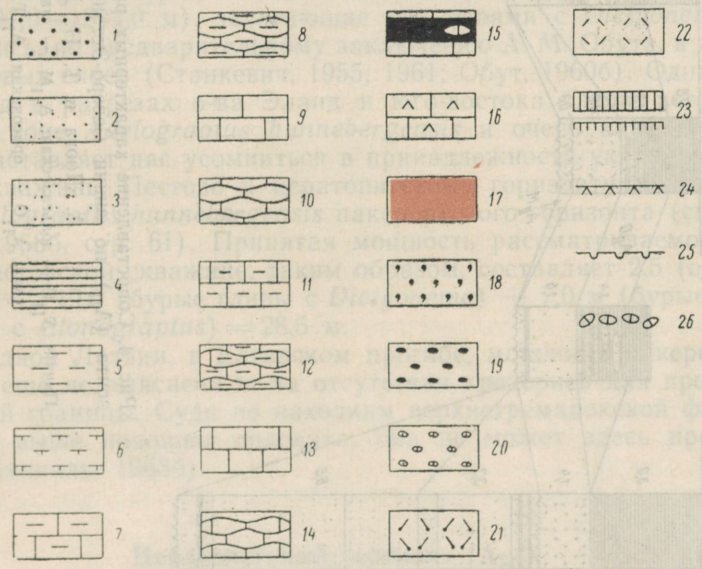


Рис. 3. Условные обозначения к разрезам и профилям.

1 — крупно- и среднезернистые песчаники; *2* — мелкозернистые песчаники; *3* — алевролиты; *4* — граптолитовые сланцы; *5* — глины; *6* — мергели; *7* — глинистые детритовые известняки; *8* — то же, с комковатой текстурой; *9* — детритовые известняки; *10* — то же с комковатой текстурой; *11* — глинистые скрытокристаллические известняки (кальцилютиты); *12* — то же, с комковатой текстурой; *13* — скрытокристаллические известняки; *14* — то же, с комковатой текстурой; *15* — прослой кукерсита; *16* — кукерситистые известняки; *17* — красноцветность пород; *18* — глауконит; *19* — железистые оолиты; *20* — известковистые (и шамозитовые) оолиты; *21* — крупный пиритизированный детрит; *22* — детрит (в песчаных породах); *23* — прослои метабентонитов; *24* — прослой кукерсита; *25* — поверхность перерыва; *26* — гальки.

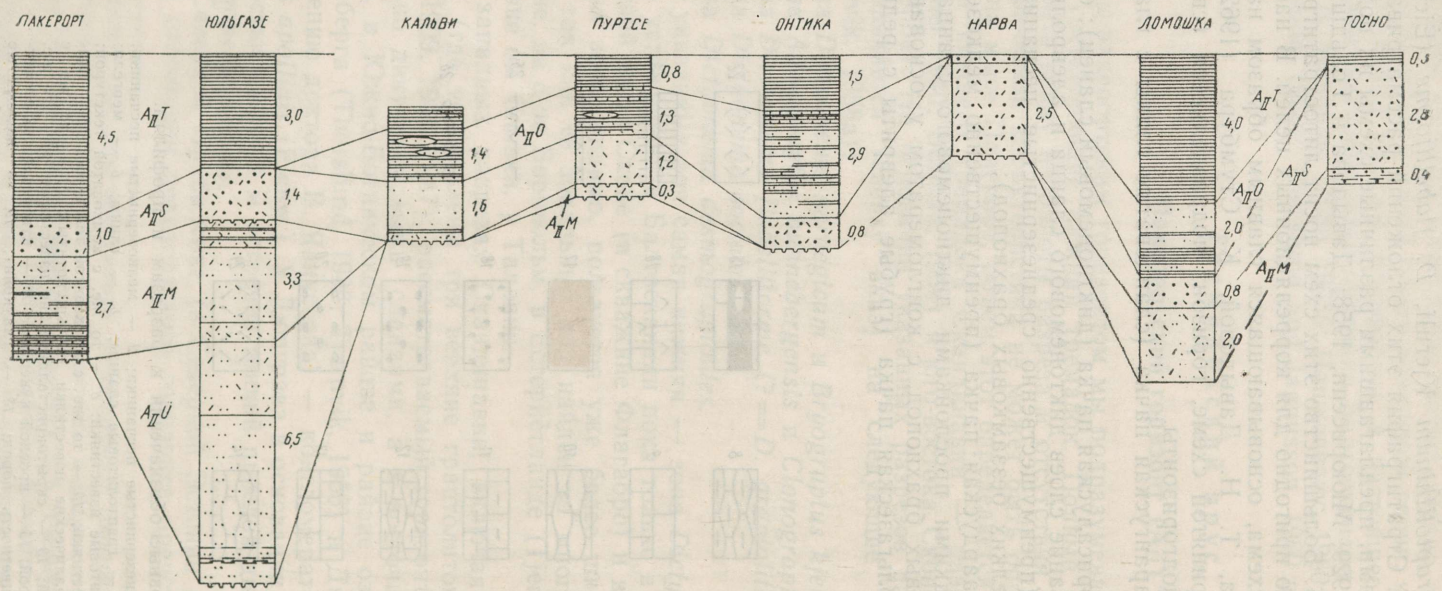


Рис. 4. Сопоставление характерных разрезов пакероптского горизонта (A_{II}) по линии Северо-Эстонского глинта, по данным А. Лоога и Т. Н. Давыдовой.

Пачки: $A_{II}U$ — юльгазеская; $A_{II}M$ — маардуская; $A_{II}S$ — суурейыэская; $A_{II}O$ — орасояская; $A_{II}T$ — телинымметская.

На рис. 4 показан характер залегания и выдержанности отдельных подразделений пакерортского горизонта в Северной Эстонии и западной части Ленинградской области.

Фаунистически перечисленные подразделения охарактеризованы довольно слабо, что сильно препятствует их корреляции с разрезами других районов, в частности с граптолитовыми зонами Скандинавии.

В первом подгоризонте, соответствующем зоне с *Acrotreta* и *Lingulella* схемы А. Эпика (1928, 1929), наряду с указанными формами встречается *Obolus apollinis* (Eichw.), который позволяет отнести рассматриваемый подгоризонт к пакерортскому горизонту.

Во втором подгоризонте, кроме *Obolus apollinis* и других оболид, встречена *Dictyonema sociale*. Возможно потому, что данный подгоризонт грубо соответствует зоне *Dictyonema sociale*.

Третий подгоризонт, судя по наличию *Dictyonema graptolithinum*, может оказаться возрастным аналогом либо третьей (снизу) граптолитовой зоны Скандинавии, либо третьей и четвертой, вместе взятых. Четвертый подгоризонт Северной Прибалтики может быть сопоставлен с четвертой или пятой зоной, либо с четвертой и пятой, вместе взятыми.

Отложения пакерортского горизонта в остальных районах Балтийского бассейна биостратиграфически изучены еще более слабо. Это относится как к Западной Латвии (Мянниль, 1963б), так и к Московской синеклизе (Станкевич, 1955, 1961), Южной Прибалтике (Коркутис, 1963) и Восточной Польше (Znosko, 1964; Biernat, 1964). В этих районах присутствие данного горизонта подтверждается обычно находками *Obolus apollinis*, реже граптолитов. В скважине Пестово на основании изучения последних бурые и зеленые глины с *Clonograptus tenellus* (интервал 1197,0—1204,0 м), залегающие над слоями с *Dictyonema*, рассматривались, по предварительному заключению А. М. Обута, в качестве цератопигевых слоев (Станкевич, 1955, 1961; Обут, 1960б). Однако указанный вид в разрезах о-ва Эланд и юго-востока Сконе встречается обильно в зоне *Adelograptus hunnebergensis* и очень характерен для нее. Это заставляет нас усомниться в принадлежности указанных слоев разреза скважины Пестово к цератопигевому горизонту и отнести их к зоне *Adelograptus hunnebergensis* пакерортского горизонта (см. также Алихова, 1958б, стр. 61). Принятая мощность рассматриваемого горизонта в Пестовской скважине, таким образом, составляет 2,5 (оболовые песчаники) + 19,0 (бурые глины с *Dictyonema*) + 7,0 м (бурые и зеленые глины с *Clonograptus*) = 28,5 м.

В Западной Латвии, в Елгавском прогибе, мощность пакерортского горизонта еще не выяснена из-за отсутствия критериев для проведения его верхней границы. Судя по находкам верхнетремадокской фауны на 5,7—6,1 м выше подошвы ордовика, она не может здесь превышать 5—6 м (Мянниль, 1963б).

Цератопигевый горизонт (A_{III})

Отложения, залегающие между пакерортским и латорпским горизонтами и представляющие собой верхний тремадок со своеобразной и специфической фауной, несомненно заслуживают выделения в качестве самостоятельного горизонта стратиграфической схемы Балтоскандии. В Скандинавии, где отложения данного горизонта представлены наиболее полно и хорошо изучены, они известны под названием цератопигевых слоев (см. Tjernvik, 1958b). Естественно, что географическое название данный горизонт должен получить по какому-либо разрезу

Скандинавии. Принятое нами название следует рассматривать как временное.

На территории Швеции наиболее полные резрезы цератопигевого горизонта находятся на юге о-ва Эланд (Moberg, 1890; Moberg och Segerberg, 1906) и в Сконе (Hede, 1951; Tjernvik, 1958a). Кроме того, отложения горизонта известны в Естерйётланде, Вестерйётланде, Емтланде и в Южно-Ботническом районе.

Горизонт подразделяется на два подгоризонта: нижний, цератопигевый сланец, или зона *Shumardia* (соответствует граптолитовой зоне *Clonograptus heres*), и верхний, цератопигевый известняк, или зона *Apatokephalus serratus*. Цератопигевый сланец наиболее полно развит на юге о-ва Эланд, цератопигевый известняк — на горе Хуннеберг в Вестерйётланде. Мощности подгоризонтов соответственно 2,3 и 1,5 м.

В Сконе цератопигевый сланец представлен так называемыми слоями с *Ceratiocaris ? scanica* — черными сланцами мощностью 0,2—0,7 м. Цератопигевый известняк достигает здесь мощности 0,9 м и содержит богатую фауну трилобитов (*Ceratopyge forficula*, *Euloma ornatum*, *Apatokephalus serratus*, *Symphusurus angustatus* и др.), брахиопод и конодонтов (Tjernvik, 1958a).

В грабене Осло нижняя часть цератопигевых слоев представлена, как и в Швеции, сланцами (3aα и 3aβ; Brögger, 1882). В нижней своей части они содержат прослои известняка с *Platypeltoidea incipiens* (Brögger) и др., а в верхней — фауну с *Bryograptus kiaeri*, *Triograptus* и др. (Monsen, 1925). Верхняя часть цератопигевых слоев представлена известняком (3aγ; Brögger, 1882). В биостратиграфическом отношении цератопигевые слои грабена Осло, видимо, делятся на две зоны — зону *Platypeltoidea incipiens* (3aα) и зону *Ceratopyge forficula* (3aβ—γ) (Henningsmoen, 1957, стр. 40). Возможно, что последняя целиком соответствует цератопигевому известняку Швеции.

В Прибалтийском регионе бассейна отложения цератопигевого горизонта достоверно установлены только в Елгавском прогибе, где найден *Ceratopyge forficula* (Мянниль, 1963б). Соответствующие слои представлены зеленовато-серыми, отчасти алевритистыми глинами с тонкими прослойками темных сланцев; по возрасту они соответствуют цератопигевому известняку Швеции. Весьма вероятно, что в данном разрезе представлены также аналоги цератопигевых сланцев, но фаунистически их присутствие не доказано. Мощность цератопигевого горизонта в Елгавском прогибе не должна превышать 5—6 м, но возможно, что она значительно меньше.

Вопрос о присутствии верхнего тремадока в Московской синеклизе также остается открытым. Не исключена возможность, что он здесь имеется, так как местные разрезы, вероятно, не менее полные, чем в Западной Латвии. Однако поскольку находки соответствующей фауны в пределах Московской синеклизы неизвестны, мы вынуждены пока допустить, что эти отложения здесь отсутствуют.

Онтикаский ярус

В составе онтикаского яруса в настоящей работе рассматриваются три горизонта — латорпский, волховский и кундаский (табл. 2). Два последних уже приняты в литературе по Прибалтике и Ленинградской области (Алихова, 1953, 1960а; Рыымусокс, 1956, 1960а; Мянниль, 1958в, 1959; Пашкевичюс, 1959, 1960; Орвику, 1960а, б), хотя и наблюдались единичные попытки переименовать их (Орвику, 1958; Балашова и Балашов, 1959). Что касается первого горизонта, то он предложен (Jaanus-

Таблица 2

Корреляционная схема онтикаских отложений Балтоскандии

Хроностратиграфические подразделения		Район г. Осло		Средняя Швеция			Северная Прибалтика	
Кундаский горизонт B_{III}	Алуояский подгоризонт $B_{III}\gamma$	Ортоцератитовый известняк	Эндоцератитовый известняк (3c γ)	Зона *Didymograptus bifidus*	Зона *Megistaspis gigas*		Напаская пачка	
					Зона *Megistaspis obtusicauda*		Валгейыэская пачка	
	Валастеский подгоризонт $B_{III}\beta$				Зона *Asaphus raniceps*		Утриаская пачка Вокаская пачка	
	Хундерумский подгоризонт $B_{III}\alpha$		Азафидовый известняк (3c β)	?	Зона *Asaphus expansus*		(Перерыв)	Лавская пачка
Волховский горизонт B_{II}	Лангевояский подгоризонт		Мегистасписовый известняк (3c α)		Зона *Asaphus lepidurus*		Кальвиская пачка	Безымянная пачка
	«Лимбатовый» подгоризонт	Нижние дидимограптовые сланцы	Зона *Didymograptus hirundo*	Зона *Isograptus gibberulus*	«Лимбатовый известняк»	Зона *Megistaspis «limbata»*	Телинымметская пачка	Кюннапыхьяская пачка («желтяки»)
						Зона *Megistaspis lata*	Сакаская пачка	Пачка «дикарей»
Латорпский горизонт B_I	Биллингенский подгоризонт B_Ib		Зона *Phyllograptus angustifolius elongatus*		«Планилимбатовый известняк»	Зона *Megistaspis estonica*	Пяйтеская пачка	
			Зона *Phyllograptus densus*			Зона *Megalaspides dalecarlicus*	Мяэкюлаская пачка	
	Хуннебергский подгоризонт B_Ia		Зона *Didymograptus balticus*			Зона *Megistaspis planilimbata*	Ируская пачка	
			Зона *Tetragraptus phyllograptoides*					
			?			Зона *Megistaspis armata*	(Перерыв)	

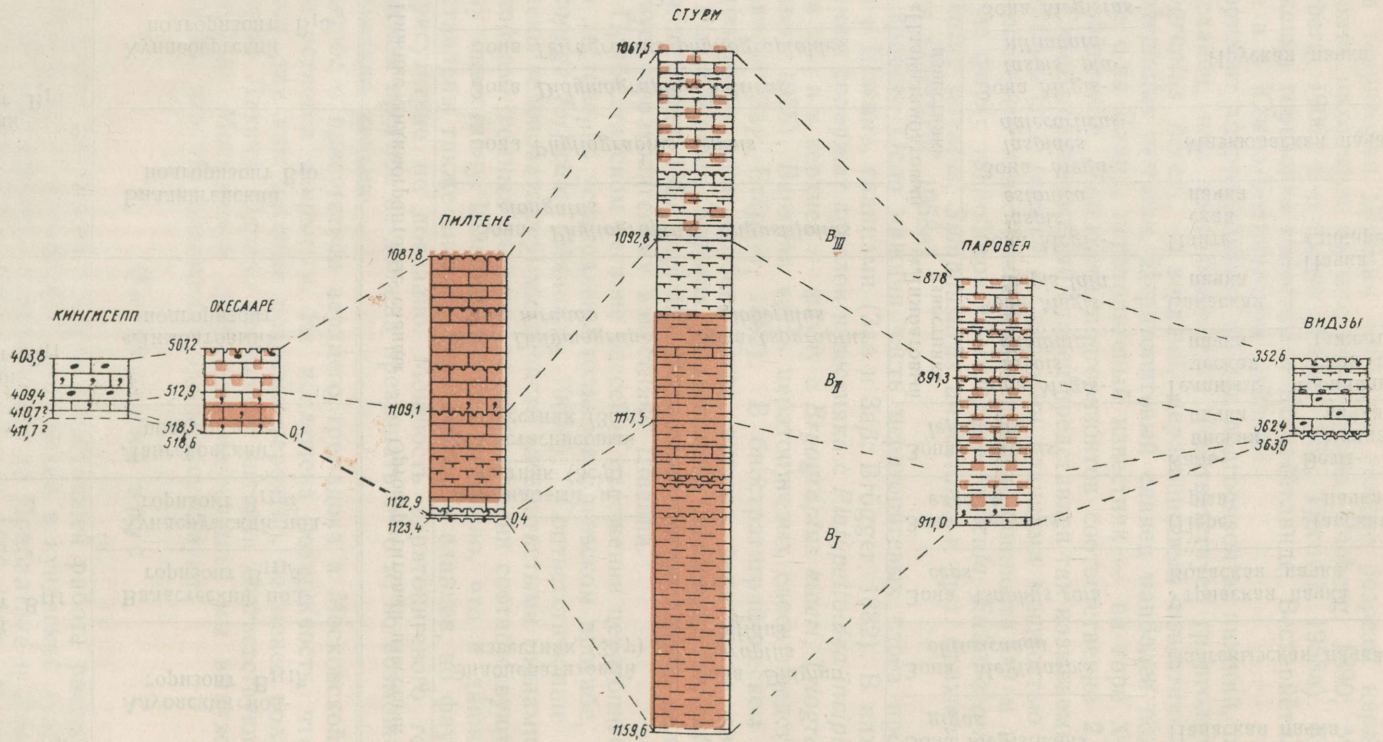


Рис. 5. Сопоставление разрезов оптикаских отложений по линии скважин Кингисепп—Стури—Видзы.

son, 1960b, стр. 299; Мянниль, 1963б, стр. 47) для обозначения комплекса отложений, залегающих между цератопигевым и волховским горизонтами и рассмотренных ранее (Tjernvik, 1956) в качестве двух самостоятельных подразделений («групп» Хуннеберг и Биллинген). Применение названия «лээтсеский горизонт» (Рыымусокс, 1956) для обозначения указанных отложений мы считаем нецелесообразным, так как эти отложения (ируский глауконитовый песчаник и мяэкюлаский известковистый глауконитовый песчаник, вместе взятые) лишены хороших руководящих форм фауны, их возраст еще не совсем ясен и поэтому они не могут служить основанием для проведения границы между ярусами (тремадокским и онтикаским), горизонтами и, наконец, подгоризонтами данного горизонта в пределах всей Балтоскандии. Этот горизонт не может быть назван также ни мяэкюласким (Алихова, 1958), ни поповкинским горизонтом (Балашова и Балашов, 1959), так как первое название занято еще с 1933 г. (Öpik, 1933, стр. 16) для обозначения определенного, по объему гораздо меньшего стратиграфического подразделения лээтсеской толщи, а второе — просто синоним названия «лээтсе». Онтикаские отложения в отличие от тремадокских представлены уже преимущественно карбонатными породами. Несмотря на известковый состав, их мощность колеблется в значительных пределах, будучи максимальной в средней части Прибалтики (рис. 5).

Латорпский горизонт (B_1)

Стратотипический разрез латорпского горизонта находится у Латорпа в Нерике (Средняя Швеция), где он представлен преимущественно тонкозернистыми серыми (реже красноватыми) известняками с многочисленными поверхностями перерыва и прослойками зеленовато-серых глинистых сланцев, общей мощностью 3,6 м (рис. 6). Разрез детально изучен Т. Чернвиком (Tjernvik, 1956), который в результате кропотливой работы точно отграничил в нем выделенные им четыре трилобитовые зоны (сверху вниз):

зона *Megistaspis estonica*,
зона *Megalaspides dalecarlicus*,
зона *Megistaspis planilimbata*,
зона *Megistaspis armata*.

Две нижние зоны на основании фаунистического сходства Т. Чернвик объединил в «группу» Хуннеберг, а две верхние — в «группу» Биллинген (Tjernvik, 1956). В настоящей работе эти группы рассматриваются в качестве самостоятельных подгоризонтов (B_1a и B_1b) латорпского горизонта. Поскольку по этим подгоризонтам составлены самостоятельные карты фаций (см. рис. 50 и 51), то их стратиграфию целесообразно рассмотреть раздельно.

Хуннебергский подгоризонт (B_1a)

Стратиграфия и трилобитовая фауна хуннебергского подгоризонта с почти исчерпывающей детальностью изучены по среднешведским разрезам Т. Чернвиком (Tjernvik, 1956). Кроме детальной характеристики, им приведены и общие сведения о подгоризонте, а также установлено соответствие зоне *Megistaspis planilimbata* двух граптолитовых зон — зоны *Tetragraptus phyllograptoides* и зоны *Didymograptus balticus*. К этому же времени М. Линдстрёмом (Lindström, 1955) было установлено, что нижнему планилимбатовому известняку (=хуннебергский подгоризонт) соответствует специальная зона конодонтов — зона с

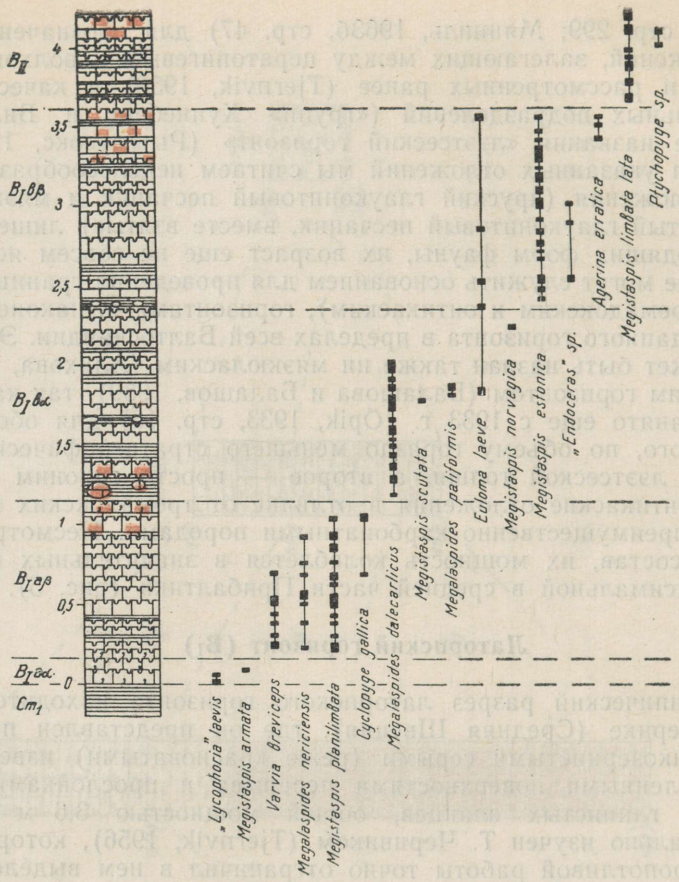


Рис. 6. Стратотипический разрез латорпского горизонта и распределение в нем характерных представителей макрофауны (Tjernvik, 1956).

$B_I a$ — хуннебергский и $B_I b$ — биллингенский подгоризонты.

Drepanodus proteus и *Paltodus inconstans*. Благодаря указанным исследованиям хуннебергский подгоризонт может быть в настоящее время прослежен и выделен уже не только по макрофауне, но также по граптолитам и конодонтам.

На преобладающей части территории Средней Швеции хуннебергский подгоризонт представлен обеими своими трилобитовыми зонами (зона *Megistaspis armata* и зона *M. planilimbata*), причем суммарная мощность их обычно не превышает одного метра. В ряде мест (запад района оз. Сильян, некоторые участки в районе Биллинген—Фалбюгден) нижняя зона отсутствует. На горе Хуннеберг (Вестерйётланд) значительная часть зоны *Megistaspis planilimbata* представлена темными граптолитовыми сланцами с фауной зоны *Tetragraptus phyllograptoides* и, видимо, также зоны *Didymograptus balticus* (Tjernvik, 1956).

В Сконе весь разрез данного подгоризонта представлен сланцами различного цвета (от светлых до черных) с содержанием глауконита и редких прослойков известняка, общей мощностью 11 м. Здесь выделены слои (снизу вверх): сланцы без граптолитов (1,5 м) и сланцы зон *Tetragraptus phyllograptoides* (5,5 м) и *Didymograptus balticus* (4 м). На многих уровнях установлены трилобиты (*Megistaspis planilimbata*

и др.) и конодонты. Разрез детально изучен Т. Чернвиком (Tjernvik, 1960).

В районе Осло хуннебергский подгоризонт представлен нижней частью нижних дидимограптовых сланцев (3bα + 3bβ), содержащих (снизу вверх) зоны с *Tetragraptus phyllograptoides*, *T. approximatus*, *Didymograptus validus* и *D. balticus* (Monsen, 1937). Суммарная мощность сланцев у Галгеберга в Осло, по А. Монсен, около 5,8 м. Первые две зоны соответствуют зоне *Tetragraptus phyllograptoides* (3bα) и остальные — зоне *Didymograptus balticus* (3bβ) (Monsen, 1937, стр. 258b).

На острове Борнхольм хуннебергские отложения отсутствуют.

В Прибалтике наличие нижней части данного подгоризонта (зона *Megistaspis armata*) можно предполагать лишь на территории Западной Латвии, где разрез эландской серии беспрерывен (Мянниль, 1963б). Верхняя зона подгоризонта в прибалтийской части бассейна имеет, видимо, гораздо более широкое распространение. Ее присутствие к настоящему времени фаунистически доказано в Западной Латвии по трилобитам, граптолитам и конодонтам (см. Мянниль, 1963б), в Северной Эстонии (в разрезе Сухкрумяги, г. Таллин) по конодонтам (Вийра, 1966), в Юго-Западной Эстонии (скважина Карула) по конодонтам (В. Вийра), в окрестности Ленинграда по конодонтам (Сергеева, 1962, 1963), в Московской синеклизе по граптолитам (определения А. М. Обута; см. Станкевич, 1961).

В Южной Прибалтике к верхней части данного подгоризонта, по аналогии с северными районами, следует условно отнести глауконитовые песчаники мощностью в несколько десятков сантиметров, залегающие между оболовыми песчаниками и аналогами биллингенского подгоризонта; эти песчаники выделяются здесь как нижняя (Пашкевичюс, 1961) или средняя часть лээтсеского горизонта (Коркутис, 1963).

Биллингенский подгоризонт (B_1b)

Биостратиграфия биллингенского подгоризонта, так же как и нижележащего, с большой детальностью изучена Т. Чернвиком по разрезам Средней Швеции. Им же установлено главным образом по разрезам Вестерйётланда (горы Мёссеберг и Чиннекулле) грубое соответствие двух трилобитовых зон данного подгоризонта — зоны *Megalaspides dalecarlicus* и *Megistaspis estonica* — граптолитовым зонам *Phyllograptus densus* и *Phyllograptus angustifolius elongatus*. М. Линдстрём (Lindström, 1955) указал на соответствие данному подгоризонту зоны конодонтов с *Oepikodus smithensis* Lindstr., *Oistodus lanceolatus* Pand., *O. triangularis* Lindstr. и *Prioniodus evae* Lindstr. Согласно исследованиям С. П. Сергеевой (1962, 1963), на основании материалов по Ленинградской области эта зона состоит по меньшей мере из двух подзон, обозначенных ею как подзоны *Prioniodus elegans* и *Prioniodus evae*.

В большинстве разрезов Средней Швеции (Tjernvik, 1956) биллингенский подгоризонт слагается известняками обеих трилобитовых подзон, суммарной мощностью 1,5—2 м. В районе Биллинген—Фалбюгден он, однако, местами полностью отсутствует (Улторп), местами же (Стура Столан) представлен серыми граптолитовыми сланцами.

В Сконе рассматриваемый подгоризонт сложен серыми сланцами (с прослоями черных, светлых или зеленоватых), содержащими глауконит и очень редкие прослойки известняка. Он состоит из двух граптолитовых зон (Tjernvik, 1960): из зоны *Phyllograptus densus* и *Didymograptus gracilis* внизу и зоны *Phyllograptus densus* и *P. angustifolius elongatus* наверху. Мощность зон соответственно около 2 и 3,7 м.

В районе Осло биллингенский подгоризонт представлен черными граптолитовыми сланцами зон *Phyllograptus densus* (3bγ) и *Phyllograptus angustifolius elongatus* (3bδ), суммарной мощностью около 5 м (Monsen, 1937). Над ними залегают сланцы с *Didymograptus hirundo*, относящиеся уже к вышележащему, волховскому горизонту. В Рингсакере (район Мьёса) биллингенский подгоризонт слагается серыми аргиллитами с многочисленными линзами и прослойками известняков мощностью 1,5 м (известняком Херамб, Skjeseth, 1963), представляющими собой переход от черных граптолитовых сланцев хуннебергского возраста к известнякам волховского и кундаского возраста (к известняку Стейн; Skjeseth, 1963) и содержащими смешанную граптолитово-трилобитовую фауну с *Dichograptus octobranchiatus* (Hall), *Phyllograptus angustifolius elongatus* Bulman, *Megistaspis norvegica* (Tjernv.), *«Ptychopyge» herambensis* Skjeseth, *Ampyx pater* Holm и др. (Skjeseth, 1952).

На о-ве Борнхольм на диктионемовом сланце трансгрессивно залегает глауконитовый известняк мощностью 0,30 м (Poulsen, 1936), фауна которого в настоящее время изучается доктором В. Поулсеном. В данной работе этот известняк условно отнесен к волховскому горизонту*.

В прибалтийской части бассейна биллингенский подгоризонт, видимо, пользуется почти повсеместным распространением. В Северной Прибалтике к нему относятся мяэкюлаская пачка лээтсеской толщи ($B_1\beta$ схемы В. В. Ламанского) и пяйтеская пачка схемы К. Орвику (= самые низы волховского горизонта в объеме, принятом В. В. Ламанским и др.). Первая содержит, кроме трилобитов биллингенского облика (см. Tjernvik, 1956), руководящую для рассматриваемого подгоризонта фауну конодонтов, как *Oistodus lanceolatus* Pand., *O. triangularis* Lindstr., *Prioniodus evae* Lindstr. и др. (Сергеева, 1962, 1963; Вийра, 1966), а вторая — зональный вид трилобитов *Megistaspis estonica* (Tjernv.). Литология этих отложений хорошо изучена по выходам вдоль глинта в Эстонской ССР и Ленинградской области (Ламанский, 1905; Орвику, 1960а, 1960б и др.). Они хорошо выделяются также по буровым скважинам Северной Прибалтики, включая скважины Выхма, Карула и др.

Аналогичные отложения слагают данный горизонт также в Южной Прибалтике, где он выделяется не только по литологическим признакам пород, но и по находкам *Plectella uncinata* (Pand.) и других характерных мяэкюласких брахиопод, а также *Megistaspis estonica* (Tjernv.) (*«Megalaspis planilimbata* Ang.» — Пашкевичюс, 1959; Коркутис, 1963). Мощность данных отложений в Южной Прибалтике, однако, в большинстве случаев еще не установлена; по-видимому, она не превышает нескольких метров.

В Елгавском прогибе биллингенский подгоризонт сложен преимущественно коричневато-красными карбонатными глинами мощностью примерно 25 м (Мянниль, 1963б). К периферии прогиба мощность их быстро уменьшается; в скважине Пилтене они, видимо, представлены лишь песчанистым глауконитовым известняком мощностью 0,45 м.

В скважине Карула (юго-восток Эстонской ССР) на основании фауны конодонтов к биллингенскому подгоризонту можно отнести зеленоватые и красновато-коричневые мергели с прослоями известняков, мощностью 8,8 м, в скважине Порхов — условно зеленовато-серые известковистые глины мощностью около 5 м.

В Московской синеклизе рассматриваемый подгоризонт слагается

---

* См. подстрочное примечание на стр. 21.

преимущественно зеленовато-серыми известковистыми глинами с глауконитом, содержащими, по определениям А. М. Обута (см. Станкевич, 1961), *Tetragraptus quadribrachiatus* (Hall), *T. serra* (Brongn.), *T. reclinatus* Elles et Wood и *Phyllograptus angustifolius* Hall. Мощность этих глин в скважине Пестово оценивается в 16,5 м (Станкевич, 1961).

Волховский горизонт (B_{II})

В Северной Прибалтике, в том числе в стратотипическом районе (р. Волхов), волховский горизонт, согласно исследованиям В. В. Ламанского (1905), К. Орвику (1958, 1960а, б) и др., принято подразделять на три подгоризонта: $B_{II}\alpha$, $B_{II}\beta$ и $B_{II}\gamma$, которые, однако, биостратиграфически недостаточно обоснованы и требуют дальнейшего изучения. Низы подгоризонта $B_{II}\alpha$ В. В. Ламанского (пяйтеская пачка Орвику, 1958, 1960а, б) по содержанию зонального вида *Megistaspis estonica* (Tjern.), широко известного в литературе под названием *Megalaspis planilimbata* Ang., относятся к верхам латорпского горизонта. Основная часть $B_{II}\alpha$ содержит трилобитовую фауну [*Megistaspis lata* (Törnq.), *M. elongata* (Schm.), *M.* aff. *limbata* (Boeck), *M. hyorrhina* (Leucht.). *M.* aff. *gibba* (Schm.) и др.], которая заставляет объединить ее с вышележащим подгоризонтом в единый «лимбатовый» известняк. О тесной биостратиграфической связи этих подразделений говорит также распространенный в них единый комплекс конодонтов (см. Сергеева, 1962, 1963; Бийра, 1966). Наконец, и верхний подгоризонт ($B_{II}\gamma$), согласно новым данным, не представляет собой единой фаунистической зоны, а состоит в стратотипическом районе горизонта, по-видимому, из двух трилобитовых зон: из нижней, зоны *Asaphus* (*As.*) *lepidurus*, и из верхней, зоны *Asaphus* (*As.*) aff. *lepidurus*. При этом низы и нижняя граница подгоризонта требуют еще дальнейшего изучения.

В Швеции аналоги волховского горизонта рассматривались чаще всего под названием лимбатового известняка (Moberg, 1890; = верхняя, основная часть нижнего красного ортоцератитового известняка ранних авторов) и не подразделялись на более мелкие единицы. Лишь в самые последние годы в северной части о-ва Эланд стали выделять и лепидурусовый известняк (Bohlin, 1949; 1955; Jaanusson and Mutvei, 1951), в результате чего теперь можно уже говорить о двухчленном делении аналогов волховского горизонта и в Швеции.

Однако результаты исследований Т. Чернвика показывают, что в Средней Швеции волховский горизонт содержит три трилобитовые зоны, а именно (снизу вверх): *Megistaspis lata*, *M. «limbata»* и *Asaphus* (*As.*) *lepidurus* (ср. также Jaanusson, 1960b, табл. 9). Кроме того, согласно сообщению доктора Вальдемара Поулсена (Копенгагенский университет), на о-ве Борнхольм в слоях мощностью 0,3 м встречается фауна, не имеющая возрастных аналогов в других изученных районах Балтоскандии и соответствующая, видимо, в последних перерыву между B_I и B_{II}. Если эта новая фаунистическая зона будет отнесена к волховскому горизонту, объем последнего и число его зон, разумеется, будут еще больше*.

На основании изложенного ясно, что детальное биостратиграфическое расчленение волховского горизонта находится в стадии разработ-

---

* В то время, когда настоящая книга находилась в печати, вышла работа В. Паулсена (Poulsen, V. An Early Ordovician trilobite fauna from Bornholm. Medd. Dansk Geol. Foren, Bd. 16, H. 1. København, 1965), в которой указанные слои (известняк Скелбро, или зона *Cyclopyge stigmata*) отнесены к волховскому горизонту и рассматриваются как нижняя трилобитовая зона «лимбатового» известняка.

ки, и в настоящее время мы еще не располагаем схемой его расчленения, применимой ко всем районам Балтоскандии. Кроме того, еще не решены различные вопросы корреляции между разрезами отдельных районов, а также пока еще не выяснено положение экспанзусового известняка (хундерумского подгоризонта), по фауне довольно тесно связанного с волховским горизонтом или по меньшей мере с его верхним (лангевояским) подгоризонтом (см. Мянниль, 1963б).

Несмотря на отмеченные неясности, в настоящее время волховский горизонт можно рассматривать условно как состоящий из двух основных частей (подгоризонтов): нижней и верхней. Нижняя часть («лимбатовый» известняк) охватывает, по крайней мере в Средней Швеции, две трилобитовые зоны (*Megistaspis lata* и *Megistaspis «limbata»* *) и соответствует подгоризонтам $B_{II}\alpha$ (без низов) и $B_{II}\beta$ схемы В. В. Ламанского (=тырвайыэский и вяэнаский подгоризонты К. Орвику, 1958, 1960а). Верхняя часть (лепидурусовый известняк) соответствует подгоризонту $B_{II}\gamma$ схемы В. В. Ламанского. Нижняя часть горизонта, также имеющая большое хроностратиграфическое значение и прослеживаемая по всей рассматриваемой территории бассейна, еще не имеет собственного географического названия.

В грабене Осло к волховскому горизонту, согласно принятой корреляции шведских и норвежских разрезов (табл. 2; см. также Tjernvik, 1956; Jaanusson, 1960b), следует отнести верхнюю часть нижних дидимограптовых сланцев (зону $3b\varepsilon$; Störmer, 1953) и нижнюю половину ортоцератитового известняка (3с). Верхняя граница этой толщи определяется подошвой зоны *Asaphus* (*As.*) *expansus* и располагается в верхней трети азафидового известняка ($3c\beta$) (Störmer, 1953, стр. 43). В указанных границах волховский горизонт представлен в районе Осло в нижней своей части темно-серыми сланцами мощностью около 4,5 м, содержащими граптолитовую фауну *Didymograptus hirundo*, *Isograptus gibberulus* и др. (Spieldnaes, 1953), а в верхней — известняками и мергелями с линзовидными включениями известняков, общей мощностью около 4—5 м (Störmer, 1953, стр. 42).

Такой характер отложений выдерживается на значительной территории грабена, за исключением района Лангесунн—Шиен, где им соответствует перерыв, и района Рингсакер, где мощность отложений несколько больше (около 30 м, исходя из мощности ортоцератитового известняка в 40 м; Henningsmoen, 1960a) и где весь разрез волховского горизонта, видимо, представлен только ортоцератитовым известняком, внизу комковатым с мергелем, а выше с прослойками песчанистого аргиллита (Skjeseth, 1952).

Сходный разрез аналогов волховского горизонта встречается местами в Вестерйётланде и в Сконе. В Вестерйётланде, на горе Чиннекулле, горизонт представлен внизу зеленовато-серыми сланцами с *Didymograptus hirundo* Salter, *Phyllograptus* cf. *nobilis* Harris et Kebble, *Azygograptus* cf. *suecicus* Moberg, *Megistaspis lata* (Törnq.), мощностью не менее 1,7 м, а наверху — коричневато-красными известняками с поверхностями перерыва, с *Megistaspis lata* (Törnq.) и др., мощностью 0,3 м (Tjernvik, 1956, стр. 142). В Сконе серые сланцы зоны *Didymograptus hirundo* достигают в разрезе скважины Флагабро примерно 5 м (Tjernvik, 1960, стр. 212), а вышележащий ортоцератитовый извест-

---

* Согласно В. Яануссону (Jaanusson, 1960b, стр. 345), истинный *Megistaspis limbata* (Boeck) встречается в районе Осло совместно с *Dysplanus acutigenia* Jaan. и «*Ptychopyge*» *incipiens* Brögger над зоной *Didymograptus hirundo* и, видимо, относится к подгоризонту $B_{II}\gamma$.

няк (свита Комстад; Jaanusson, 1960b) в том же районе — приблизительно 10 м (Jaanusson, 1958b). К северо-западу и юго-востоку известняк быстро выклинивается: в районе Фогельсонга его мощность не превышает 2 м. В основном этот известняк, видимо, принадлежит к лепидурусовой зоне, но какая-то часть его верхов, возможно, относится к экспанзусовой зоне (Jaanusson, 1958b, 1960b, стр. 301).

В районе Биллинген—Фалбюгден аналоги волховского горизонта представлены местами глауконитовым известняком (Стура Бакор), местами же отчасти серым, отчасти красноватым известняком, как и в Нерике, где их мощность превышает 7 м (Tjernvik, 1956).

В Южно-Ботническом районе, а также в районе оз. Сильян и в Естерйётланде развиты преимущественно красновато-коричневые известняки небольшой мощности. Они здесь, как и в Вестерйётланде и Сконе, еще плохо изучены, особенно по сравнению с нижележащими известняками латорпского горизонта.

На о-ве Эланд рассматриваемый горизонт представлен на севере внизу красноцветными и наверху сероцветными, на юге внизу сероцветными и наверху красноцветными известняками. В средней части острова весь разрез горизонта слагается красновато-коричневыми известняками.

В Северной Прибалтике отложения волховского горизонта литостратиграфически детально изучены В. В. Ламанским (1905) и особенно К. Орвику (1958, 1960а, б). Благодаря их работам мы имеем теперь полную картину изменения характера этих относительно прибрежных зеленовато-серых глауконитовых известняков по линии глинта, от о-ва Осмуссаар до Нарвы (рис. 30), а также далее к востоку отсюда до рек Волхов и Сясь (Ламанский, 1905). В последнем районе на выходе волховский горизонт представлен внизу детритовыми, отчасти пестроокрашенными известняками подгоризонтов $B_{II}\alpha$ («дикари») и $B_{II}\beta$ («желтяки»), общей мощностью 3,4—4,5 м, а наверху глинистыми комковатыми известняками подгоризонта $B_{II}\gamma$, мощностью 2,5—3,4 м.

В Елгавском прогибе рассматриваемый горизонт представлен преимущественно красновато-коричневыми (отчасти зеленоватыми) известковистыми глинами и мергелями с линзами и прослоями известняков, общей мощностью в 20—25 м. Принадлежность их к данному горизонту доказывается обильными находками трилобитов, а также микрофауной (см. Мянниль, 1963б). К периферии Шведско-Латвийской фациальной зоны эти глинистые отложения переходят в красновато-коричневые известняки (местами они доломитизированы) с относительно редкой фауной, мощностью 5—10 м. Такие известняки широко распространены на северо-западе Латвии, на юге Эстонии, в Псковской области, в северо-западной части Литвы и, видимо, в Северной Польше. Из-за недостатка фактического материала эти отложения еще не могут быть подразделены на более мелкие стратиграфические единицы.

Что касается территории Северной Польши, то здесь, согласно польским исследователям (Tomczyk, 1963; Tomczykowa, 1964), отложения аренигского возраста имеются только в западных разрезах, где сложены в верхней своей части серыми и красновато-коричневыми известняками с *Megistaspis* cf. *limbata* (Boeck). Нам кажется, однако, что нет основания допустить отсутствие соответствующих отложений на востоке, так как там также наблюдается нормальная последовательность отложений и имеется толща красновато-коричневых известняков, отвечающих, видимо, не только азерискому и кундаскому горизонтам, но также и волховскому.

На юго-востоке Литвы волховские отложения представлены относительно маломощными (обычно 1—3 м) зеленовато-серыми известняка-

ми, которые биостратиграфически также еще мало изучены (см. Алихова и др., 1954; Пашкевичюс, 1959, 1960; Алихова, 1960а).

В Московской синеклизе волховский горизонт слагается зеленовато-серыми глинистыми комковатыми известняками и известковистыми мергелями мощностью 15—20 м, содержащими *Megistaspis* ex. gr. *limbata* и др. (Алихова, 1960а; Станкевич, 1961).

Кундаский горизонт (B_{III})

Кундаский горизонт в Прибалтике и его аналоги в Скандинавии в настоящее время подразделяются на три подгоризонта ($B_{III}\alpha$, $B_{III}\beta$ и $B_{III}\gamma$; Ламанский, 1905). Биостратиграфия горизонта, в том числе его нижней части, однако, еще недостаточно изучена, что вызывает определенные затруднения при проведении границ горизонта и подгоризонтов в районах с непрерывным осадконакоплением. Затруднения эти особенно резко ощущаются при проведении верхней границы в районе выходов на р. Волхове, где эта граница всеми ленинградскими исследователями (за исключением В. В. Ламанского, 1905) проводится примерно на 6 м ниже границы, принятой эстонскими и скандинавскими геологами (см. подробнее Мянниль, 1963а, стр. 6—10). Аналогичные затруднения наблюдаются и при проведении нижней границы горизонта в буровых разрезах Московской синеклизы и Средней Прибалтики, например в Елгавском прогибе (см. подробнее Мянниль, 1963б, стр. 50—52).

В литостратиграфическом отношении отложения кундаского горизонта наиболее детально изучены в полосе выхода в пределах Северной Эстонии (Орвику, 1958, 1960а, б; рис. 34 в настоящей работе). В этом районе, однако, разрез кундаского горизонта неполный — он представлен здесь лишь двумя своими верхними подгоризонтами ($B_{III}\beta$ и $B_{III}\gamma$).

На выходе в Северной Прибалтике отложения кундаского горизонта наиболее полно представлены в районе р. Волхова, где их мощность достигает 12,5 м (Ламанский, 1905). Отложения эти слагаются более или менее глинистыми известняками (в нижней своей части мергелями с прослоями известняков), образующими три пачки, отделенные друг от друга маломощными пачками менее глинистого известняка (так называемыми белыми слоями). Последние, судя по общему изменению характера отложений в западном направлении, являются более мелководными образованиями, по сравнению с основными породами горизонта волховского разреза.

Указанные три пачки соответствуют подгоризонтам $B_{III}\alpha$ (зона *Asaphus expansus*), $B_{III}\beta$ (зона *Asaphus «raniceps»*) и $B_{III}\gamma$. Фауна подгоризонтов изучалась Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1881—1907), В. В. Ламанским (1905), Е. А. Балашовой и З. Г. Балашовым (1959), С. П. Сергеевой (1962, 1963) и др., но она требует ревизии и дополнительного изучения, особенно фауна верхних частей валастеского и алуояского горизонтов.

Нижний, хундерумский подгоризонт, судя по находкам *Asaphus expansus* (Schmidt, 1907; Балашова, 1953), на выходе, в районе дер. Никольщины, выклинивается *. В остальной части Прибалтики наличие данного подгоризонта, видимо, фаунистически доказано только по скважине Алуксне, где найден его руководящий вид *Platillaenus ladogensis* (Holm) (Алихова, 1960а, стр. 32).

В Северной Эстонии по линии глинта отложения кундаского гори-

---

* Ф. Б. Шмидт отмечает находку *A. expansus* еще с р. Тосны, а по Алиховой (1960а, стр. 13) соответствующий подгоризонт выклинивается уже на р. Лаве.

зонта детально изучены К. Орвику (Orviku, 1927a, 1929; Орвику, 1958, 1960а, б), который выделяет здесь целый ряд мелких литостратиграфических подразделений, хорошо привязанных к возрастным единицам горизонта (см. рис. 34).

В Восточной Эстонии на протяжении не менее 100 км хорошо выдерживаются следующие четыре пачки горизонта (снизу вверх): вокаская ($B_{III}\beta V$), утриаская ($B_{III}\beta U$), валгейыэская ($B_{III}\gamma V$) и напаская ($B_{III}\gamma N$). Эти пачки хорошо прослеживаются также на западе Ленинградской области и в Средней Эстонии (например, по скважинам Эйамаа и Выхма, а отчасти даже по скважине Лаэва, где они чередуются с красноцветными известняками Шведско-Латвийской зоны).

На среднем отрезке Северо-Эстонского глинта на протяжении менее 100 км мощность горизонта быстро уменьшается (с 7 м до 1—1,5 м) и одновременно изменяется его литологический характер (рис. 34). На крайнем северо-западе Эстонии горизонт представлен преимущественно песчанистыми известняками мощностью до 4 м (пакриская и осмуссаарская пачки К. Орвику), относящимися также к обеим верхним подгоризонтам. Аналогичные породы с *Ahtiella jentzschi* (Gagel) известны по валунам с островов Готска Сандё, Готланд и Эланд. Они происходят из подводных выходов Балтийского моря и принадлежат, видимо, к валастескому подгоризонту (Andersson, 1896; Thorslund and Westergård, 1938; Hessland, 1949c).

Фауна кундаского горизонта в восточной и средней части Северной Эстонии имеет большое сходство с фауной тех же слоев района р. Волхова, но на крайнем северо-западе довольно резко отличается своеобразным видовым и родовым составом.

В Литовской и Московской фациальных зонах отложения кундаского горизонта, как и других подразделений ордовика, изучены пока еще очень слабо. Они выделяются там обычно по общему обилию наутилоидей и некоторых руководящих форм макрофауны, таких, как *Cyclendoceras cancellatum* (Eichw.), *Lycophoria nucella* (Dalm.), *Pliomera fischeri* (Eichw.), *Asaphus «raniceps* Dalm.» и некоторые другие (Алихова и др., 1954; Алихова, 1960а; Пашкевичюс, 1958, 1960). Подразделение на подгоризонты, так же как и проведение точных границ горизонта, из-за недостатка фактического материала в настоящее время еще не осуществимо. В Литовской зоне отложения кундаского горизонта сложены сероцветными детритовыми известняками, в Московской зоне — сероцветными мергелями.

В Средней Прибалтике, в пределах Шведско-Латвийской фациальной зоны, отложения кундаского горизонта лучше всего изучены на территории Западной Латвии, где их мощность достигает 25 м (Мянниль, 1963б). Здесь в разрезе условно выделяется нижний подгоризонт мощностью 8,4 м, сложенный переслаивающимися красновато-коричневыми и серовато-зелеными глинистыми комковатыми известняками с частыми неправильными прослойками глинистых мергелей. Вышележащий средний подгоризонт ($B_{III}\beta$) мощностью 10—13 м сложен внизу примерно трехметровой пачкой зеленовато-серых слоистых мергелей и глинистых известняков, выше которой следует толща переслаивания зеленовато-серых и красновато-коричневых комковатых известняков. В основании подгоризонта находится маломощный (0,5 м) слой серого слоистого мергеля, насыщенного остатками *Asaphus* cf. *raniceps* Dalm. и *«Ptychopyge» limbata* Ang. Верхний подгоризонт ($B_{III}\gamma$) сложен преимущественно красновато-коричневыми или пестрыми комковатыми известняками мощностью около 5 м.

Ввиду отсутствия руководящих видов трилобитов подгоризонтов

$B_{III}\gamma$ и $B_{III}\alpha$ в Западной Латвии нижняя граница кундаского горизонта проведена там условно по исчезновению некоторых характерных для нижележащих слоев видов, как *«Ptychopyge»* cf. *multicostata* Ang. и др. Верхняя граница более достоверна, так как проведена по исчезновению *Protallinnella grewingkii* (Bock), *Sigmobolbina simplex* (Krause) и других остракод, а также *Megistaspis gigas* (Ang.) и по появлению *Asaphus platyurus* (Ang.), *Euprimites mediana* Jaan. и др. (см. рис. 8).

При выделении кундаского горизонта в разрезах буровых скважин в Средней, а отчасти также в Южной Прибалтике можно пользоваться двумя маркирующими уровнями: подошвой среднего, валастеского подгоризонта (см. Мянниль, 1963б, стр. 52) и кровлей этого горизонта. Первый уровень служит подошвой пачки сероцветных пород, залегающих между красно- и пестроцветными и выдержанных на большой площади; они соответствуют, видимо, вокаской оолитовой пачке ($B_{III}\beta V$) Северной Прибалтики. Второй уровень, как правило, литологически не маркирован, но улавливается по исчезновению *Megistaspis gigas* и появлению *Asaphus platyurus*. По находкам указанных зональных видов верхняя граница кундаского горизонта установлена, например в скважинах Адзе (см. рис. 8), Карула (см. рис. 12), Стачюнай, Пренай, Калвария и Таучёнис. Указания о находке *Asaphus platyurus* в отложениях кундаского горизонта Южной Прибалтики (Алихова и др., 1954; Пашкевичюс, 1959, 1960) основываются, видимо, на неправильном проведении его верхней границы.

В Средней Швеции отложения кундаского горизонта в большинстве случаев изучены еще недостаточно и известны главным образом по работам старых авторов (Törnquist, 1874, 1883; Moberg, 1890; Holm, 1893 и др.). Благодаря исследованиям Б. Булина и И. Хессланда они сравнительно хорошо известны в северной части о-ва Эланд (Bohlin, 1949, 1955) и в районе оз. Сильян (Hessland, 1949a, b; Jaanusson und Mutvei, 1951).

В северной части о-ва Эланд в кундаском горизонте выделяются три подразделения, мощностью соответственно (по скв. Бёда Хамн) 1,0, 5,56 и 1,85 м (Bohlin, 1955). Нижнее из них слагается серым глауконитовым известняком и относится к нижнему подгоризонту. Среднее представлено отчасти серым глауконитовым, а отчасти (в верхней своей половине) серым известняком с железистыми псевдоолитами и рассматривается как зона *Asaphus «raniceps»*. Верхнее подразделение слагается красновато-коричневыми известняком и включает зоны *Megistaspis obtusicauda* и *M. gigas*.

Возможно, что среднее подразделение разреза северного Эланда соответствует среднему подгоризонту ($B_{III}\beta$) в принятом в Северной Прибалтике объеме, но фаунистически это еще не доказано. То же самое можно сказать о верхнем подразделении и подгоризонте ($B_{III}\gamma$), хотя и имеются указания о находках в Северной Прибалтике соответствующих зональных трилобитов (Балашова и Балашов, 1959).

На юге о-ва Эланд кундаский горизонт слагается в основной своей части красновато-коричневыми и пестроцветными известняками (Moberg, 1890, 1911). Детальное изучение последних и их корреляция с разрезом северной части о-ва Эланд еще не произведены.

В районе оз. Сильян отложения рассматриваемого горизонта также представлены тремя подразделениями суммарной мощностью около 12 м. Низы разреза мощностью 2,5 м слагаются здесь серыми оолитовыми известняками (подразделение «G», Hessland, 1949a, b; нижний серый ортоцератитовый известняк, Törnquist, 1883), соответствую-

щими нижнему подгоризонту и низам среднего, а верхняя, основная часть — красновато-коричневыми известняками (Hessland, 1949a, b; Jaanusson und Mutvei, 1951). Подразделение и корреляция здешних разрезов основываются на находках макрофауны, в частности *Asaphus expansus*, *Orthis callactis*, *Illaenus centrotus*, *Megistaspis* (*Megistaspidella*) *rudis*.

В Естерйётланде, Нерике и Вестерйётланде отложения кундаского горизонта известны только по работам старых авторов (Linnarsson, 1869; 1875a, b; Linnarsson och Tullberg, 1882; Holm och Munthe, 1901; Holm, 1893). Фаунистически они еще очень плохо изучены; литологически представлены в основной своей части красноцветными известняками.

В грабене Осло кундаскому горизонту соответствует верхняя часть так называемого ортоцератитового известняка (3c). Из нее к данному горизонту по наличию *Asaphus* (*As.*) *expansus* и представителей группы *Megistaspis* (*Megistaspidella*) *gigas* принадлежат верхи слоев 3cβ и полностью слои 3cγ схемы В. Брёггера (Brögger, 1882).

В Сконе рассматриваемый горизонт достоверно установлен только в северо-западной части района, где представлен нижней частью так называемого верхнего дидимограптового сланца, мощностью 7 м у Фогельсонга и свыше 11 м в районе Рёстонга (Regnéll, 1960). Не исключена возможность, что в юго-восточной части Сконе к данному горизонту относятся верхи известняка Комстад (см. стр. 23). На о-ве Борнхольм соответствующие слои отсутствуют.

ВИРУСКАЯ СЕРИЯ (СРЕДНИЙ ОРДОВИК)

Основным критерием корреляции вируских отложений, как и онтикаских, являются фаунистические данные, наряду с которыми используется также литологическая характеристика пород. При корреляции отложений вируской серии, особенно верхней ее части, существенное значение имеют, кроме того, тонкие маркирующие прослойки вулканического происхождения — метабентониты, широко распространенные как в скандинавской части бассейна, так и в Эстонской фациальной зоне Прибалтики. Прослои метабентонитов до сих пор с успехом использовались для стратиграфических целей и в Северной Прибалтике (Мянниль, рукописные работы 1947 и 1950 гг.; 1958б, 1963а; Юргенсон, 1958; и др.), и в Скандинавии (Hagemann and Spjeldnaes, 1955; Thorslund, 1958; Jaanusson, 1964; и др.). В настоящей работе сделана попытка применить прослои метабентонитов и для корреляции отложений Прибалтики и Скандинавии, что привело нас в вопросах сопоставления к результатам, несколько отличным от полученных предшествующими исследователями. Вопросы, связанные с корреляцией метабентонитовых прослоев, рассматриваются подробно на стр. 67.

Азериский горизонт (C_1a)

В современном объеме азериский горизонт выделен в стратотипическом районе (район Азери—Пуртсе) К. Орвику (Orviku, 1927a, 1929, 1940), который первым выделил его из состава так называемого верхнего чечевичного слоя Ф. Б. Шмидта (1897) сначала под названием эхиносферитовой зоны (Orviku, 1927a), а затем как азериский горизонт (Orviku, 1940).

На территории Северной Эстонии К. Орвику выделил в горизонте три пачки, имеющие четкое возрастное значение (снизу вверх): 1) азафусовый известняк (= сыткеская пачка; Орвику, 1958), 2) эхиносферитовый известняк (= мартсаская пачка; Орвику, 1958) и 3) цефалоподовый известняк (= оякюлаская пачка; Орвику, 1958). Эти подразделения хорошо прослеживаются по линии Северо-Эстонского глинта (рис. 35) и отличаются друг от друга также фаунистически (Orviku, 1929, стр. 12), но их полная фаунистическая характеристика до сих пор отсутствует. Из-за этого в настоящее время очень трудно оценить биостратиграфическое значение указанных подразделений и пользоваться ими в целях корреляции, в частности при сопоставлении отложений стратотипического разреза горизонта с соответствующими подразделениями волховского разреза (см. ниже).

Фаунистическая характеристика азериского горизонта в стратотипическом районе в настоящее время ограничивается в основном данными, изложенными в работах К. Орвику 1927 и 1929 гг. Перечисленные им формы данного горизонта, однако, в ряде случаев вызывают сомнение и требуют проверки (например, находки *Illaenus intermedius*, *Pseudoasaphus globifrons*, *Illaenus schmidti* и др.). Несмотря на это, нам теперь известно, что *Asaphus* (*Neoas.*) *platyurus* и представители группы *Asaphus* (*Neoas.*) *cornutus* встречаются только в нижней, а *As.* (*Neoas.*) *kowalewskii* — в верхней части стратотипического разреза. Кроме того, для всего разреза горизонта (за исключением, видимо, только самых верхних его слоев) характерно наличие *Echinosphaerites aurantium infer* Hecker, который в нижне- и вышележащих слоях отсутствует. Эти данные имеют существенное значение для выделения азериского горизонта в восточной части выхода, в частности в разрезе р. Волхова, где до сих пор для расчленения низов вируских отложений пользуются местными стратиграфическими подразделениями, предложенными еще в двадцатых годах А. Ф. Лесниковой и впоследствии несколько видоизмененными Т. Н. Алиховой (1953), Е. А. Балашовой и З. Г. Балашовым (1961).

Верхняя стратотипическая граница азериского горизонта точно совпадает с верхней границей волховстройской толщи в объеме Б. А. Балашовой и З. Г. Балашова (1961) и легко проводится по исчезновению *Echinosphaerites*, *Asaphus* (*Neoas.*) *kowalewskii* и др. и появлению *Pseudobasilicus lawrowi*, *Illaenus schmidti* и др. (см. Мянниль, 1963а, рис. 1). Нижнюю границу азериского горизонта в разрезе р. Волхова, однако, по имеющимся фаунистическим данным точно еще провести нельзя. По Е. А. Балашовой и З. Г. Балашову (1961), основное обновление макрофауны происходит здесь в подзоне $C_1\alpha_3$, (слои a + b + c Р. Ф. Геккера), т. е. в толще, залегающей на 6,16—9,56 м выше кровли «верхнего чечевичного слоя». Здесь исчезают *Illaenus dalmani* и *I. oculosus* и появляются *Asaphus* (*Neoas.*) *cornutus punctatus*, *As.* (*Neoas.*) *cornutus kotlukovi*, *As.* (*Neoas.*) *latus*, *Pseudoasaphus tecticaudatus*, *Illaenus oblongatus*, *I. tauricornis*, *I. revaliensis*, новые иглокожие и др. (Балашова и Балашов, 1961, стр. 47). С другой стороны, эти авторы указывают на наличие в нижележащей толще (подзона $C_1\alpha_2$) наряду с *Pseudoasaphus globifrons*, *Illaenus oculosus*, *Asaphus* (*As.*) *eichwaldi* (=? *As. sulevi*) и другими характерными для кундаского горизонта видами также и *Asaphus* (*Neoas.*) *platyurus*, *Ceraurus exsul* (= *Paraceraurus*), *As. laevissimus* и *As. cornutus*. Эти формы, или по меньшей мере часть их, согласно их вертикальному распространению в других районах бассейна (в частности, *As. platyurus* в Средней Прибалтике и Швеции), говорят о возможном расположении верхней границы кунда-

ского горизонта ниже подошвы подзоны $C_1\alpha_2$*. Судить об этом, однако, без точного установления вертикального распространения указанных выше трилобитов (а также представителей родов *Megistaspis* и *Pliomera*) невозможно. Тем более, что не исключена возможность появления определенных видов трилобитов в волховском разрезе на более низком стратиграфическом уровне, чем в других районах бассейна. В связи с этим, видимо, необходимо в первую очередь изучать остракоды пограничных слоев между кундаским и азериским горизонтами.

Итак, в настоящее время степень изученности разреза р. Волхова не позволяет еще точно установить здесь нижнюю границу азерискогo горизонта. В данной работе мы проводим ее условно по подошве подгоризонта $C_1\alpha_3$ (по основанию слоя а Р. Ф. Геккера) и относим соответственно к рассматриваемому горизонту подзоны $C_1\alpha_{3-5}$ схемы Балашовых (слои a—h Р. Ф. Геккера), общей мощностью 6,63 м. Возможно, что в дальнейшем эту мощность придется несколько увеличить за счет подзоны $C_1\alpha_2$.

Определенные затруднения возникают также при сопоставлении стратотипического разреза с разрезами Шведско-Латвийской фациальной зоны. В разрезах Юго-Восточной Эстонии (Каагвере, Карула, Петсери и др.) азериский горизонт выделяется по аналогии со среднешведскими разрезами в основном по распределению остракод, по исчезновению представителей *Megistaspis* и сопутствующей ему фауны кундаского горизонта, а также по наличию *Asaphus platyurus* — характерного руководящего вида азерискогo горизонта данной фациальной зоны.

Что касается остракод, то нижняя граница горизонта в Шведско-Латвийской зоне хорошо маркируется исчезновением *Pinnatulites procera* (Kumm.), *Piretella* n. sp., *Aulacopsis* n. sp., *Piretia* n. sp. и других кундаских видов и появлением *Euprimites effusus* Jaan., а верхняя граница — появлением *Steusloffia linnarssoni* (Krause). Руководящими для горизонта являются *Piretella tridactyla* Jaan. и некоторые другие редкие виды (рис. 7, 8 и 12).

Важно отметить, что в Шведско-Латвийской зоне (как в Юго-Восточной Эстонии, так и в Западной Латвии и Средней Швеции) *Asaphus platyurus* везде появляется выше нижней границы азерискогo горизонта (которым его распространение здесь и ограничивается); вместе с фауной, характерной для нижележащего кундаского горизонта, этот вид нигде в Шведско-Латвийской зоне не встречен.

Остракоды стратотипического разреза азерискогo горизонта пока не изучены (ср. Сарв, 1959, стр. 192; 1960, стр. 238), что исключает возможность использования их для сопоставления типового разреза (и вообще разрезов Эстонской зоны) с разрезами Шведско-Латвийской зоны. Поэтому при корреляции можно опираться лишь на общее обновление фауны на нижней границе горизонта, наблюдаемое в обеих названных зонах, а также на единственного известного общего представителя макрофауны — *Asaphus platyurus*.

Помимо некоторых неясностей, связанных с точным проведением нижней границы азерискогo горизонта в Ленинградской области, граница азерискогo и кундаского горизонтов в общем фаунистически очень четкая, особенно в пределах Средней Швеции, где на этой границе, по имеющимся данным, происходит полное обновление фауны остракод и трилобитов (ср. Jaanusson, 1960a, стр. 271; 1962, стр. 25). Недостаточ-

---

* В пользу такой возможности говорит также присутствие *Asaphus kowalewskii* в самом основании подзоны $C_1\alpha_3$ — в стратотипическом разрезе этот вид появляется лишь на некотором расстоянии от подошвы азерискогo горизонта.

Тартуская Центральная
городская библиотека
им. Н. В. Гоголя

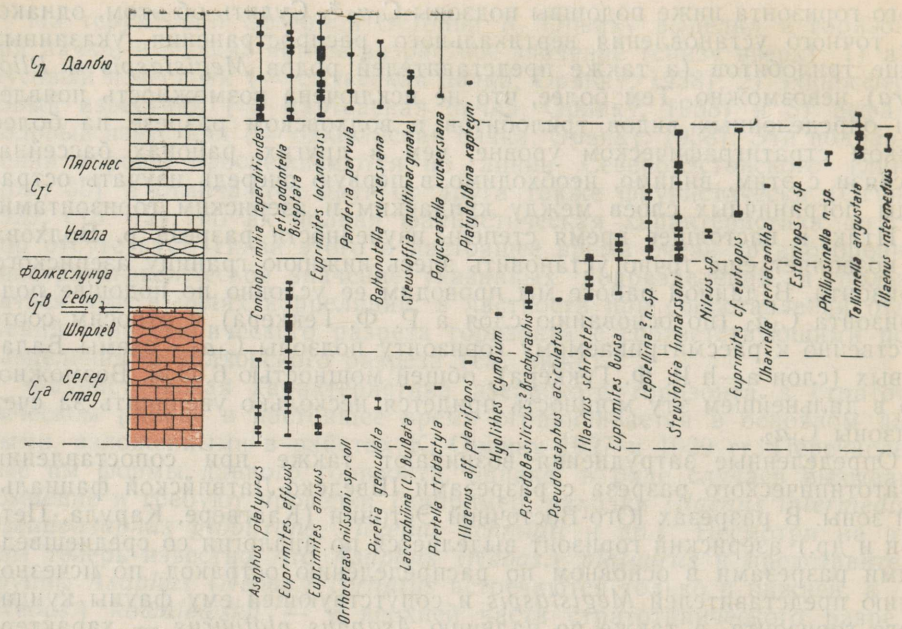


Рис. 7. Распространение характерных представителей фауны в нижневирусских отложениях разреза скважины Бёда Хамн, о-в Эланд (Jaanusson, 1960a, рис. 5 и 6).

ная информация о распространении фауны в кернах буровых скважин, однако, в ряде случаев не позволяет точно отграничить горизонт. Так, мы еще не знаем, совпадает ли верхняя граница горизонта на о-ве Эланд и в Естерйётланде с верхней границей известняка Сегерстад или же она находится где-то в пределах известняка Шярлёв (Jaanusson, 1960a, стр. 271; 1962, стр. 25). В настоящей работе за азериский горизонт принят лишь известняк Сегерстад.

Менее определенно выделяется азериский горизонт в разрезах Южной Прибалтики, Московской синеклизы, на северо-востоке Польши и в Норвегии.

В Южной Прибалтике азериский горизонт устанавливается по наличию *Asaphus platyurus* (найден в скважинах Пренай, Таучёнис и Укмярге). Точное разграничение горизонта по имеющимся в нашем распоряжении данным не представляется возможным, но по находкам макрофауны из керна скважины Пренай можно предположить, что его нижняя граница фаунистически не менее четкая, чем в других районах Прибалтики.

В Средней Швеции, в пределах Шведско-Латвийской фациальной зоны, азериский горизонт представлен, как и в Средней Прибалтике, довольно однородными красновато-коричневыми мелкозернистыми до афанитовых известняками мощностью обычно 2,7—6,2 м, образующими известняк Сегерстад (Jaanusson und Mutvei, 1953; Jaanusson, 1960a, 1962). Здесь горизонт подразделяется фаунистически на две части: на нижнюю, зону *Angelinoceras latum* (известняк Коргярде) и на верхнюю, зону *Illaenus planifrons* (известняк Викарбюн). Первая характеризуется наличием, кроме зонального вида, *Illaenus excellens* Holm, *Baltoceras burchardi* (Dew.) и др., вторая — присутствием *Asaphus* (*Neoasaphus*) *demissus* Törnq., *Pseudoasaphus tecticaudatus* (Steinh.), *Lituites* (*Litui-*

tes) *toernquisti* Holm, *Hyolithes dispar* Holm, *Geisonoceras centrale* (Dalm.) и др.

Мощность нижней зоны достигает в районе оз. Сильян 3,0 м при общей мощности горизонта 3,7 м.

Сопоставление указанных зон с подразделениями стратотипического разреза горизонта ввиду отсутствия общих руководящих форм неясное. Однако, как предполагает В. Яануссон (Jaanusson und Mutvei, 1953), зона *Illaenus planifrons* на основании общих с вышележащими слоями форм может соответствовать выделенным им в Северной Эстонии слоям с *Asaphus* (*Neoasaphus*) *kowalewskii*, т. е. верхам горизонта. Этот вопрос все же требует дальнейшего изучения.

В Вестерйётланде азериский горизонт местами (в западных районах) полностью отсутствует, а в крайних восточных пунктах представлен лишь своей верхней зоной мощностью 7—15 см, содержащей *Asaphus* (*Neoasaphus*) *platyurus* Ang., *Lituites* (*Lituites*) cf. *toernquisti* Holm и др. (Jaanusson, 1964).

В грабене Осло выделение возрастных аналогов азериского горизонта затруднено вследствие резких фациальных различий между здешними отложениями и отложениями восточных областей. Кроме того, в данном районе нет столь резкой фаунистической границы между B_{III} и C_1a, как это наблюдается в Шведско-Латвийской зоне, так как здесь некоторые формы (*Ogygiocaris dilatata*, *Nileus armadillo*, *Ampyx mammilatus*, *Telephina mobergi*) указываются как из зоны с *Megistaspis*, так и из слоев $4a\alpha_{1-3}$ (Störmer, 1953, стр. 102—103).

Можно, однако, предполагать, что нижняя граница азериского горизонта совпадает с подошвой слоев $4a\alpha$ или находится близко от нее, так как из низов огигиокарисового сланца района Мьёса Г. Хеннингсмуэном, по устному сообщению доктора В. Яануссона, найден *Asaphus* (*Neoas.*) *platyurus*. На этом основании можно условно принять, что верхняя граница азериского горизонта соответствует какому-то уровню в середине слоев $4a\alpha_2$. Согласно этому к азерискому горизонту в грабене Осло можно отнести преимущественно черные сланцы с линзами темных известняков, мощностью в районе Осло примерно 20 м.

На северо-западе Сконе к азерискому горизонту следует отнести некоторую часть так называемых верхних дидимограптовых сланцев, верхние слои которых (нижние по наличию *Didymograptus bifidus* относятся к кундаскому горизонту) представлены двумя граптолитовыми зонами: зоной *Pterograptus elegans* внизу и зоной *Didymograptus clavulus* наверху (Ekström, 1937). Можно предполагать, что нижняя из зон грубо соответствует азерискому, а верхняя — ласнамягискому горизонту. В соответствии с этим мощность данного горизонта можно условно оценить в 15 м в районе Рёстонга и в 11,5 м в разрезе скважины Фогельсонг (ср. Ekström, 1937; Hede, 1951). В юго-восточной части Сконе соответствующие отложения известны у Чиллерёда, где их мощность составляет 1,2 м (Nilsson, 1951). На о-ве Борнхольм слои азериского возраста отсутствуют.

Ласнамягиский горизонт (C_1b)

Биостратиграфия ласнамягиского горизонта изучена по остракодам и основным представителям макрофауны наиболее детально в Шведско-Латвийской зоне бассейна — на юго-востоке Эстонии (рис. 12, 13 и 14), в Западной Латвии (рис. 8; Мянниль, 1963б) и Средней Швеции (рис. 7; Jaanusson, 1960a, 1962, 1963b, 1964). Особенно хорошо отложения рассматриваемого горизонта изучены на о-ве Эланд (Jaanusson,

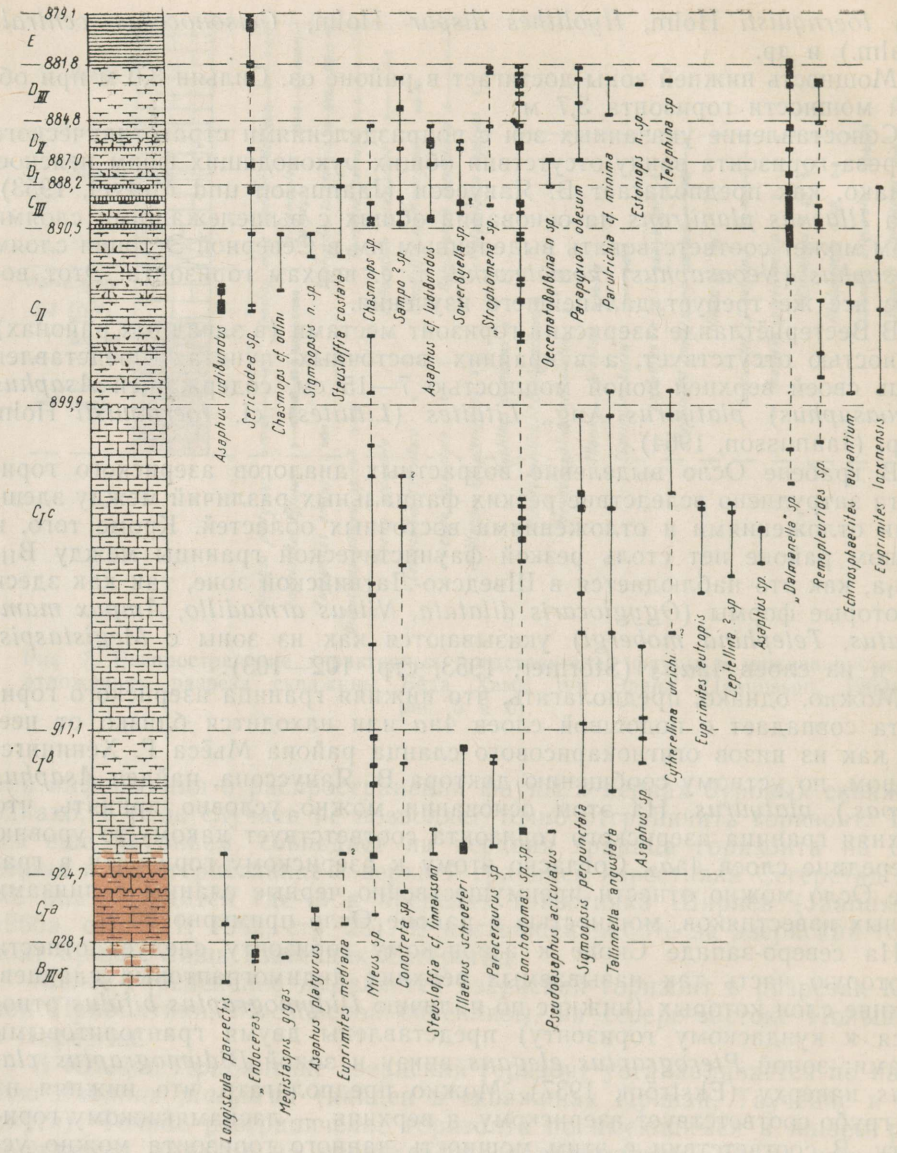


Рис. 8. Распространение характерных представителей фауны в вируских отложениях разреза скважины Адзе в Западной Латвии (по определениям Л. Сарва, В. Яануссона и автора).

1960а) и в Даларне (Jaanusson, 1962), где имеется ряд хороших обнажений.

Согласно В. Яануссону, ласнамягиский горизонт представлен в указанных районах тремя пачками снизу вверх): Шярлёв, Себю и Фолкеслунда. Нижняя пачка слагается красновато-коричневым, средняя — пестрым и верхняя — серым детритовым известняком (= Upper Grey Orthoceratite limestone схемы С. Тёрнквиста 1883 г.). Пачка Себю соответствует зоне *Lituites* (*Trilacinoceras*) *discors*, Фолкеслунда — зонам *Lituites* (*Lituites*) *lituus* и *Lituites* (*Lituites*) *perfectus* схемы Г. Гольма

(Holm, 1893) в центральной части о-ва Эланд. Выше указанных слоев залегают преимущественно кальцилютиты свиты Фурудал, соответствующие свите Flagkalk схемы С. Тёрнквиста (Törnquist, 1883) и известняку со *Strombolituites* (= *Ancistroceras*) схемы И. Муберга (Moberg, 1890) и относимые В. Яануссоном (Jaanusson, 1960a и др.) уже к ухакускому горизонту.

Характерными представителями фауны ласнамягиского горизонта в Средней Швеции (за исключением Вестерйётланда) являются, кроме определенных видов цефалопод и хиолитид, трилобиты *Pseudoasaphus aciculatus* Jaan., *Pseudobasilicus* ? *brachyrachis* (Törnq.) и *Illaenus chiron* Holm. Среди остракод особое значение имеет *Euprimites effusus* Jaan., который не переходит верхнюю границу горизонта. Наиболее полные списки фауны приведены в работах В. Яануссона (Jaanusson, 1960a, 1962, 1963b).

В прибалтийской части Шведско-Латвийской зоны отложения ласнамягиского горизонта биостратиграфически изучены лучше всего в разрезах скважин Юго-Восточной Эстонии (рис. 9, 12—14).

В этих разрезах толща, залегающая между отложениями азериского и кукрузеского горизонтов, слагается внизу красновато-коричневыми и пестрыми, а наверху (в основной своей части) — серыми детритовыми или скрытокристаллическими известняками. В этих известняках литологически (а также фаунистически) легко распознаются характерные пачки разреза северного Эланда (снизу вверх): Шярлёв, Себю, Фолкеслунда, Челла и Пярснес (рис. 9). Последние две в разрезах южной части о-ва Эланд, Даларне и Естерйётланда представлены однородными кальцилютитами и носят название свиты Фурудал.

Внутри рассматриваемой толщи, целиком соответствующей ласнамягискому и ухакускому горизонтам, наблюдаются два уровня, к кото-

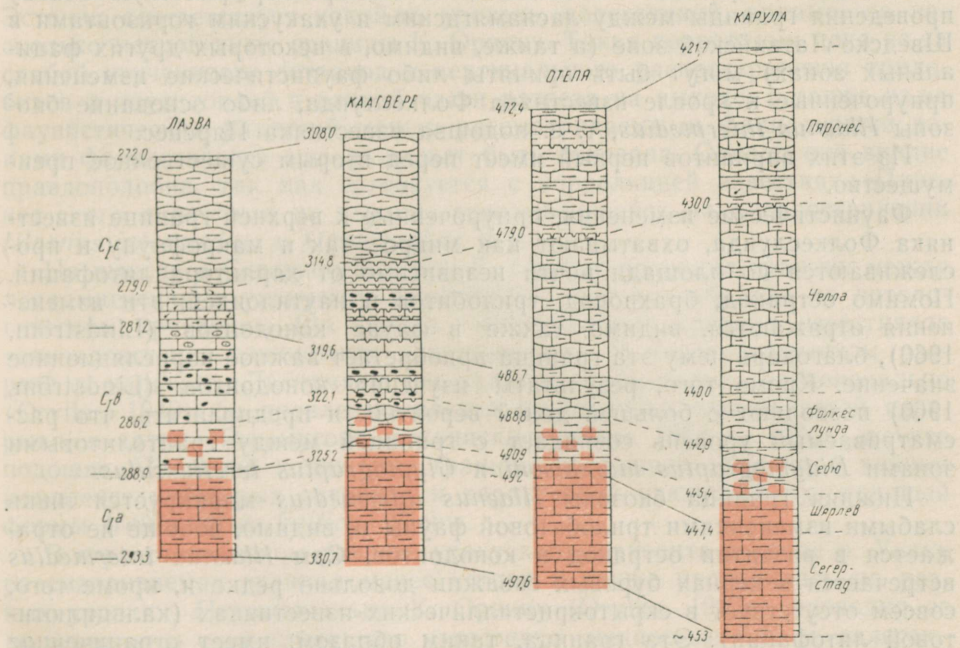


Рис. 9. Сопоставление нижневируских отложений по линии скважин Лаэва—Карула в Юго-Восточной Эстонии.

рым приурочены значительные фаунистические изменения. Один из них совпадает с кровлей известняка Фолкеслунда и маркируется исчезновением *Euprimites effusus* и появлением *Sigmoopsis perpunctata*, *Euprimites bursa*, а также, возможно, *Leptellina*? n. sp. Jaan., *Tallinnella angustata*, *Christiana* cf. *holtedahli*. Кроме того, начиная с этого уровня в разрезе становятся более многочисленными, по сравнению с нижележащими слоями, *Illaenus chiron*, *Nileus* n. sp., *Lonchodomas* cf. *rostratus* и *Pseudoasaphus* cf. *tecticaudatus*.

Второй уровень изменения фауны более или менее точно совпадает с основанием пачки Пярснес. Он маркируется гораздо слабее выраженными фаунистическими изменениями, проявляющимися, видимо, лишь в появлении некоторых новых представителей макрофауны — *Illaenus intermedius*, *Estoniops* n. sp. Jaanusson, 1960, *Ogmasaphus* n. sp. Наряду с этим здесь становится более многочисленным *Illaenus stacyi*. Из указанных форм особого внимания заслуживает *Illaenus intermedius*, который встречен нами во всех скважинах Средней Прибалтики, где данные слои представлены детритовыми известняками (калькаренитами). В Средней Швеции, судя по достоверным опубликованным данным и устному сообщению доктора В. Яануссона, этот вид также встречен только в верхней части известняка Фурудал. Очень вероятно, что вертикальное распространение *Illaenus intermedius* действительно ограничивается лишь данной частью разреза и позволяет нам говорить о биозоне данного вида, по меньшей мере грубо соответствующей возрастному интервалу известняка Пярснес (а также соответственно верхней половине свиты Фурудал).

Итак, в нижней части вируских отложений Шведско-Латвийской зоны мы имеем три последовательные трилобитовые биозоны, а именно зоны *Asaphus platyurus*, *Illaenus chiron* и *Illaenus intermedius*. Эти биозоны, видимо, нигде друг друга не перекрывают.

Исходя из приведенных данных, за биостратиграфическую основу проведения границы между ласнамягиским и ухакуским горизонтами в Шведско-Латвийской зоне (а также, видимо, в некоторых других фациальных зонах) могут быть приняты либо фаунистические изменения, приуроченные к кровле известняка Фолкеслунда, либо основание биозоны *Illaenus intermedius*, т. е. подошва известняка Пярснес.

Из этих вариантов первый имеет перед вторым существенное преимущество.

Фаунистические изменения, приуроченные к верхней границе известняка Фолкеслунда, охватывают как микро-, так и макрофауну и прослеживаются по площади почти независимо от характера литофаций. Помимо остракод, брахиопод, трилобитов и наутилоидей, эти изменения отражаются, видимо, также в фауне конодонтов (Lindström, 1960), благодаря чему эта граница приобретает важное корреляционное значение. Кроме того, результаты изучения конодонтов (Lindström, 1960) позволяют с большей долей вероятности предполагать, что рассматриваемый уровень совпадает с границей между граптолитовыми зонами *Didymograptus murchisoni* и *Glyptograptus teretiusculus*.

Нижняя граница биозоны *Illaenus intermedius* маркируется лишь слабыми изменениями трилобитовой фауны и, видимо, вообще не отражается в развитии остракод и конодонтов. Сам *Illaenus intermedius* встречается в кернах буровых скважин довольно редко и, кроме того, совсем отсутствует в скрытокристаллических известняках (кальцилютитовой литофации). Эта граница, таким образом, имеет ограниченное корреляционное значение, и для ее точного проведения по кернам буровых скважин надежных критериев нет. Все это заставляет нас провести

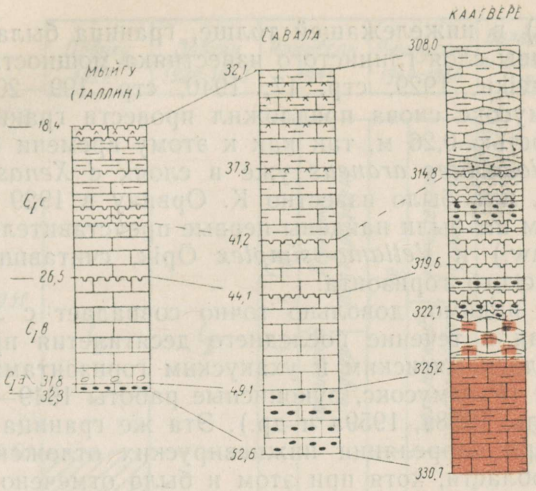


Рис. 10. Сопоставление нижневируских отложений по разрезам скважин Мыйгу, Савала и Каагвере в Эстонской ССР.

границу между ласнамягиским и ухакуским горизонтами по уровню, соответствующему в Шведско-Латвийской фациальной зоне кровле известняка Фолкеслунда (рис. 9; см. Jaanusson, 1960a и др.).

Принятая граница, однако, не совпадает с литологической границей, предложенной К. Орвику (Orviku, 1927a, 1929, 1940) в Северной Эстонии в качестве границы между ласнамягиским и ухакуским горизонтами. Сопоставление разрезов буровых скважин по линии Карула—Каагвере—Лаэва—Эйамаа—Савала (рис. 9 и 10) довольно убедительно показывает, что кровле известняка Фолкеслунда на выходе в Северной Эстонии соответствует какой-то уровень, залегающий, видимо, на несколько метров ниже границы К. Орвику. Такая корреляция пока из-за слабой изученности остракод и вертикального распространения трилобитов и наутилоидей в данной части разреза на выходе, а также из-за фаунистических различий между рассматриваемыми фациальными зонами фаунистически еще не может быть доказана. Однако она вполне правдоподобна, так как согласуется с корреляцией известняка Пярснес с его аналогами на выходе, основывающейся на распространении *Illaenus intermedius* и *Ogmasaphus* n. sp.

На выходе в Северной Эстонии К. Орвику проводил границу между ласнамягиским и ухакуским горизонтами главным образом по литологическим критериям (по замене толстослоистых крепких известняков тонкослоистыми глинистыми известняками). В стратотипическом разрезе в карьерах Ласнамяги эта граница проводилась первоначально (Orviku, 1940) по кровле комплекса пограничных поверхностей перерыва, а затем (Рыымусокс, рукописная работа 1952 г., 1960a) по его подошве. Причиной понижения границы послужили находки в данном комплексе некоторых остракод и характерной ухакуской руководящей формы *Heliocrinites balticus* Eichw.

В стратотипическом разрезе ухакуского горизонта в русле р. Ухаку рассматриваемая граница менее четкая и также проводилась на разных уровнях. Первоначально К. Орвику (Orviku, 1927a) проводил ее по основанию слоя глинистого известняка мощностью 0,26 м, залегающего в средней части сводного разреза горизонта (Orviku, 1927a, рис. 1; 1929, рис. 5). Впоследствии, после находок *Caryocystites araneus*

(= *Heliocrinites*) в нижележащей толще, граница была понижена на 1,65 м, до подошвы слоя глинистого известняка мощностью 0,07 м того же разреза (Orviku, 1929, стр. 17; 1940, стр. 199—200). Однако в 1949 г. А. Рыымусокс снова предложил провести границу по основанию слоя мощностью 0,26 м, так как к этому времени стало известно присутствие *Heliocrinites araneus* уже в слоях с *Xenasaphus devexus* (т. е. еще ниже, чем было известно К. Орвику в 1929 г.), а в слоях мощностью 0,26 м им были найдены первые представители *Pseudocrania planissima* (Eichw.) и *Vellamo simplex* Öpik, считавшиеся характерными для ухакуского горизонта.

Эта граница, видимо, довольно точно совпадает с литологической границей, которая в течение последнего десятилетия принималась за границу между ласнамягиским и ухакуским горизонтами всеми эстонскими геологами (Рыымусокс, рукописные работы 1949—1952 гг., 1956, 1960а, б; Мянниль, 1958в, 1959а и др.). Эта же граница была недавно принята нами при корреляции нижневируских отложений Эстонии и Ленинградской области, хотя при этом и было отмечено отсутствие на данном уровне каких-либо четких фаунистических изменений (Мянниль, 1963а, стр. 14).

В то же время ленинградские геологи Е. А. Балашова и З. Г. Балашов, судя по их схемам сопоставления (см. также Мянниль, 1963а, стр. 12), понимали объем ласнамягиского горизонта уже и проводили его верхнюю границу ниже, чем это делали эстонские геологи. Особенно ясно видно это из работы Е. А. Балашовой и З. Г. Балашова (1961, стр. 51), где указывается, что «в зоне *Caryocystites* (ухаку) в окрестностях г. Таллина и на р. Ухаку нам удалось вместе с *Ancistroceras*, *Caryocystites* найти и *Asaphus devexus*». Отсюда следует, что Е. А. Балашова и З. Г. Балашов, в отличие от эстонских геологов, относили слои с *Xenasaphus devexus* и *Heliocrinites araneus* к ухакускому горизонту, опираясь при этом на находки в указанных слоях *Ancistroceras undulatum* и *A. torelli* (Балашова и Балашов, 1961, стр. 53).

Различное проведение верхней границы ласнамягиского горизонта показано на рис. 11 на основании схематического разреза скважины Савала.

Весьма вероятно, что при сопоставлении отложений ласнамягиского горизонта Шведско-Латвийской зоны с этими отложениями Эстонской зоны принятая нами верхняя граница ласнамягиского горизонта первой зоны совпадает с границей, принятой Балашовыми для Эстонской фациальной зоны. Также вероятно, что она совпадает с границей между зонами *Asaphus ornatus* и *Xenasaphus devexus* волховского разреза, которые, по имеющимся данным, развиты также на территории Эстонии.

Провести точную границу между указанными зонами в стратотипическом разрезе ласнамягиского горизонта из-за недостаточной изученности его в настоящее время еще не представляется возможным. *Xenasaphus devexus* найден в карьере Ласнамяги на уровне, расположенном на 2,6 м ниже кровли комплекса поверхностей перерыва (Jaanusson, 1940). Следовательно, граница между зонами *A. ornatus* и *A. devexus* находится здесь либо на высоте 0,8 м над двойной поверхностью перерыва (см. Orviku, 1940, табл. IV, разрез 21с), либо ниже его. Можно думать, что рассматриваемая граница совпадает с двойной поверхностью перерыва, залегающей, по К. Орвику (1940), в 5,30 м кверху от подошвы ласнамягиского горизонта. Этот уровень принят в настоящей работе условно в качестве границы между ласнамягиским и ухакуским горизонтами (рис. 10; разрезы скважин Мыйгу и Савала, глубина 26,5 и 44,1 м), но вопрос о его точном расположении и действи-

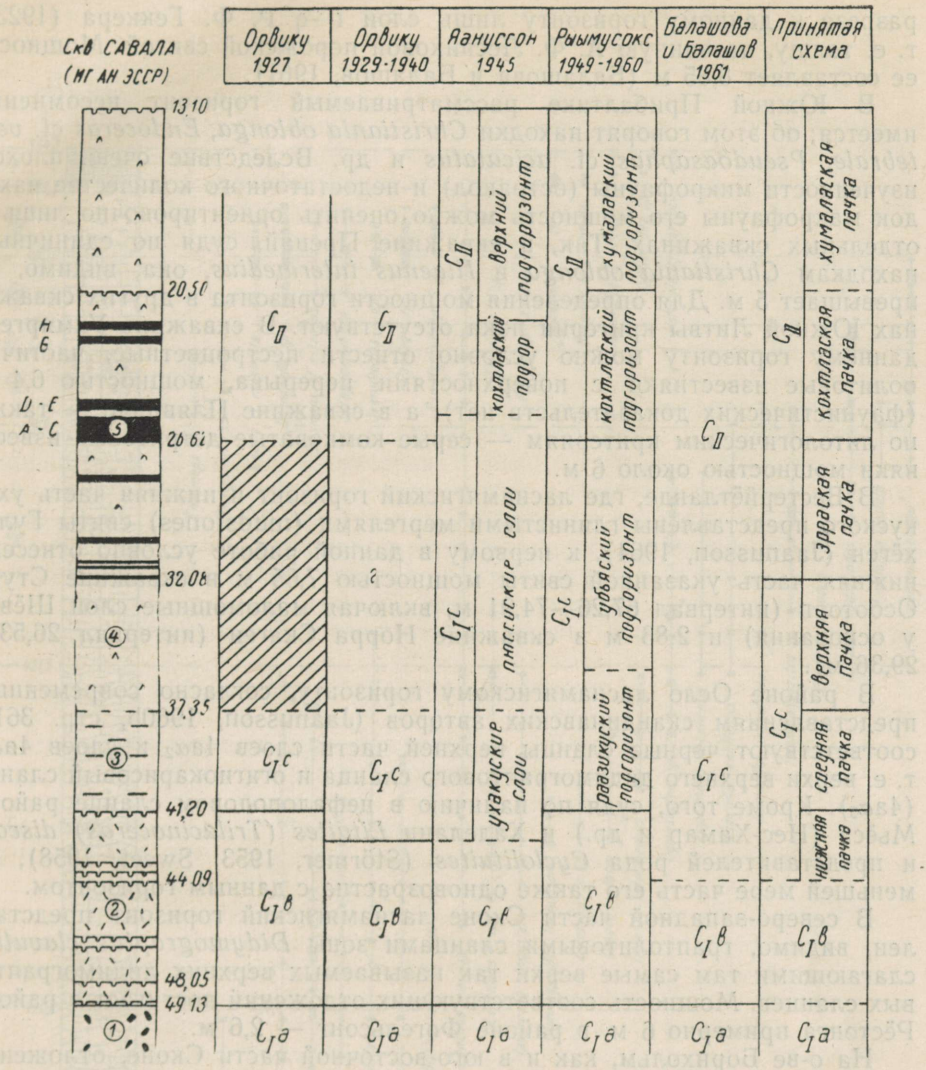


Рис. 11. Сопоставление различных стратиграфических схем подразделения отложений ухакуского (C_1c) и кукрузеского (C_{II}) горизонтов в их стратотипической местности. Объемы подразделений даны согласно мощностям гипостратотипического разреза скважины Савала. Литологические типы пород разреза:

1 — оолитовый известняк; *2* — детритовый известняк с небольшим содержанием глинистого материала; *3* — глинистый известняк и мергель; *4* — известняк с прослоями кукерсита и кукерситного известняка; *5* — кукерсит.

тельном соответствии кровле известняка Фолкеслунда требует дальнейшего изучения. Основное внимание следует обратить на микрофауну (на остракоды), поскольку представители макрофауны Эстонской фациальной зоны распространены в Шведско-Латвийской зоне лишь частично и, кроме того, общие виды в буровых кернах встречаются очень редко.

Исходя из принятой границы и из предположения, что она совпадает с границей между зонами *A. ornatus* и *X. devexus*, автор в данной работе, в отличие от всех прежних сопоставлений, относит в волховском

разрезе к данному горизонту лишь слои i—q Р. Ф. Геккера (1923), т. е. толщу, названную А. Ф. Лесниковой порожской свитой. Мощность ее составляет 8,85 м (Балашова и Балашов, 1961).

В Южной Прибалтике рассматриваемый горизонт несомненно имеется; об этом говорят находки *Christiania oblonga*, *Endoceras* cf. *vertebrale*, *Pseudoasaphus* cf. *aciculatus* и др. Вследствие очень плохой изученности микрофауны (остракод) и недостаточного количества находок макрофауны его мощность можно оценить ориентировочно лишь в отдельных скважинах. Так, в скважине Пренай, судя по единичным находкам *Christiania oblonga* и *Illaenus intermedius*, она, видимо, не превышает 5 м. Для определения мощности горизонта в других скважинах Южной Литвы критерии пока отсутствуют. В скважине Укмярге к данному горизонту можно условно отнести пестроцветные, частично оолитовые известняки с поверхностями перерыва, мощностью 6,4 м (фаунистических доказательств нет), а в скважине Плявиняс — также по литологическим критериям — серые комковатые детритовые известняки мощностью около 6 м.

В Вестерйётланде, где ласнамягиский горизонт и нижняя часть ухакуского представлены глинистыми мергелями (mudstones) свиты Гуллхёген (Jaanusson, 1964), к первому в данной работе условно отнесена нижняя часть указанной свиты мощностью 7,65 м в скважине Стура Осботорп (интервал 67,26—74,91 м, включая маломощные слои Шёвде у основания) и 2,83 м в скважине Норра Скаген (интервал 26,53—29,36 м).

В районе Осло ласнамягискому горизонту, согласно современным представлениям скандинавских авторов (Jaanusson, 1960b, стр. 361), соответствуют черные сланцы верхней части слоев $4a\alpha_2$ и слоев $4a\alpha_3$, т. е. верхи верхнего дидимограптового сланца и огигиокарисовый сланец ($4a\alpha_3$). Кроме того, судя по наличию в цефалоподовом сланце района Мьёса (Нес-Хамар и др.) и Хаделанн *Lituites (Trilacinoceras) discors* и представителей рода *Cyclolituites* (Störmer, 1953; Sweet, 1958), по меньшей мере часть его также одновозрастна с данным горизонтом.

В северо-западной части Сконе ласнамягиский горизонт представлен, видимо, граптолитовыми сланцами зоны *Didymograptus clavulus*, слагающими там самые верхи так называемых верхних дидимограптовых сланцев. Мощность соответствующих отложений достигает в районе Рёстонга примерно 6 м, в районе Фогельсонг — 2,6 м.

На о-ве Борнхольм, как и в юго-восточной части Сконе, отложения данного возраста отсутствуют.

Ухакуский горизонт (C_1c)

Из-за недостаточной биостратиграфической изученности разрезов стратотипической местности различные авторы различно истолковывают объем и границы ухахуского горизонта (рис. 11). Как при первоначальном выделении горизонта (К. Орвику, 1927—1940 гг.), так и при последующей ревизии его объема и границ (Jaanusson, 1945; Рыымусокс, рукописные работы 1949—1952 гг.; Балашова и Балашов, 1961) фауна по полному его разрезу не изучалась, что и явилось причиной различных и зачастую мало обоснованных интерпретаций его. Так, при расширении объема горизонта включением в его состав вышележащей десятиметровой толщи (так называемых пюссиских слоев) В. Яануссон основывался лишь на небольшой коллекции макрофоссилей, собранной им только из самых низов указанной толщи или даже из верхов ухакуских слоев, т. е. из нашей средней пачки данного горизонта. А. Рыы-

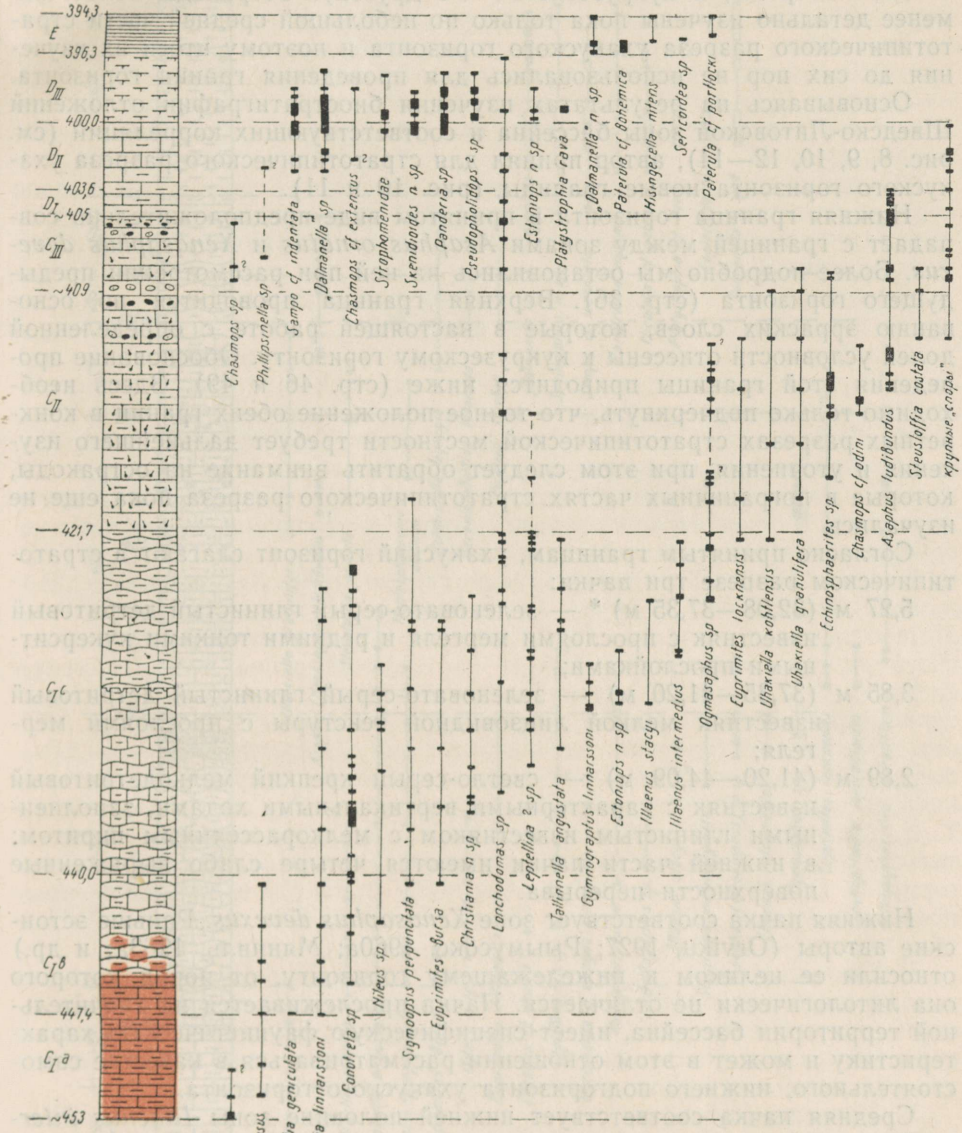


Рис. 12. Распространение характерных представителей фауны в вируских отложениях разреза скважины Карула в Юго-Восточной Эстонии (по определениям Л. Сарва, В. Журавлевой, В. Яануссона и автора).

мусокс при дальнейшем уточнении границ горизонта исходил только из сборов макрофауны, сделанных в узких пограничных частях принятого им сводного разреза, которые теперь, после сопоставлений, оказались в пределах (а вообще не на границах) разных горизонтов (ухакуского, с одной стороны, и кукрузеского — с другой). Остракоды более или менее детально изучены пока только по небольшой средней части стратотипического разреза ухакуского горизонта и поэтому итоги их изучения до сих пор не использовались для проведения границ горизонта.

Основываясь на результатах изучения биостратиграфии отложений Шведско-Литовской зоны бассейна и соответствующих корреляций (см. рис. 8, 9, 10, 12—14), автор принял для стратотипического разреза ухакуского горизонта новые границы (рис. 10 и 11).

Нижняя граница горизонта в принятом виде предположительно совпадает с границей между зонами *Asaphus ornatus* и *Xenasaphus devexus*. Более подробно мы остановились на ней при рассмотрении предыдущего горизонта (стр. 36). Верхняя граница проводится по основанию эрраских слоев, которые в настоящей работе с определенной долей условности отнесены к кукрузескому горизонту. Обоснование проведения этой границы приводится ниже (стр. 46 и 49). Здесь необходимо только подчеркнуть, что точное положение обеих границ в конкретных разрезах стратотипической местности требует дальнейшего изучения и уточнения, при этом следует обратить внимание на остракоды, которые в пограничных частях стратотипического разреза пока еще не изучались.

Согласно принятым границам, ухакуский горизонт слагают в стратотипическом разрезе три пачки:

5,27 м (32,08—37,35 м) * — зеленовато-серый глинистый детритовый известняк с прослоями мергеля и редкими тонкими кукерситными прослойками;

3,85 м (37,35—41,20 м) — зеленовато-серый глинистый детритовый известняк мелкой линзовидной текстуры с прослоями мергеля;

2,89 м (41,20—44,09 м) — светло-серый крепкий мелкодетритовый известняк с характерными вертикальными ходами, заполненными глинистым известняком с мелкорассеянным пиритом; в нижней части пачки имеются четыре слабо выраженные поверхности перерыва.

Нижняя пачка соответствует зоне *Xenasaphus devexus*. Раньше эстонские авторы (Orviku, 1927; Рыымусокс, 1960а; Мянниль, 1963а; и др.) относили ее целиком к нижележащему горизонту, от пород которого она литологически не отличается. Пачка прослеживается на значительной территории бассейна, имеет специфическую фаунистическую характеристику и может в этом отношении рассматриваться в качестве самостоятельного, нижнего подгоризонта ухакуского горизонта.

Средняя пачка соответствует нижней половине зоны *Illaenus intermedius* и одновременно наиболее характерной части данного горизонта, обнажающейся в русле р. Ухаку у водопада и на р. Пуртсе у Кыргекаллас.

Верхняя пачка охватывает верхнюю половину зоны *Illaenus intermedius* и соответствует нижней части пюссиских слоев схемы В. Яануссона (Jaanusson, 1945) и верхам раазикуского и нижней половине убьяского подгоризонта схемы А. Рыымусокса (1956, 1960а).

* Мощности и интервалы приведены по разрезу скважины Савала, пробуренной Институтом геологии АН ЭССР в 1963 г. с целью увязки стратотипических обнажений района р. Пуртсе (см. рис. 10 и 17).

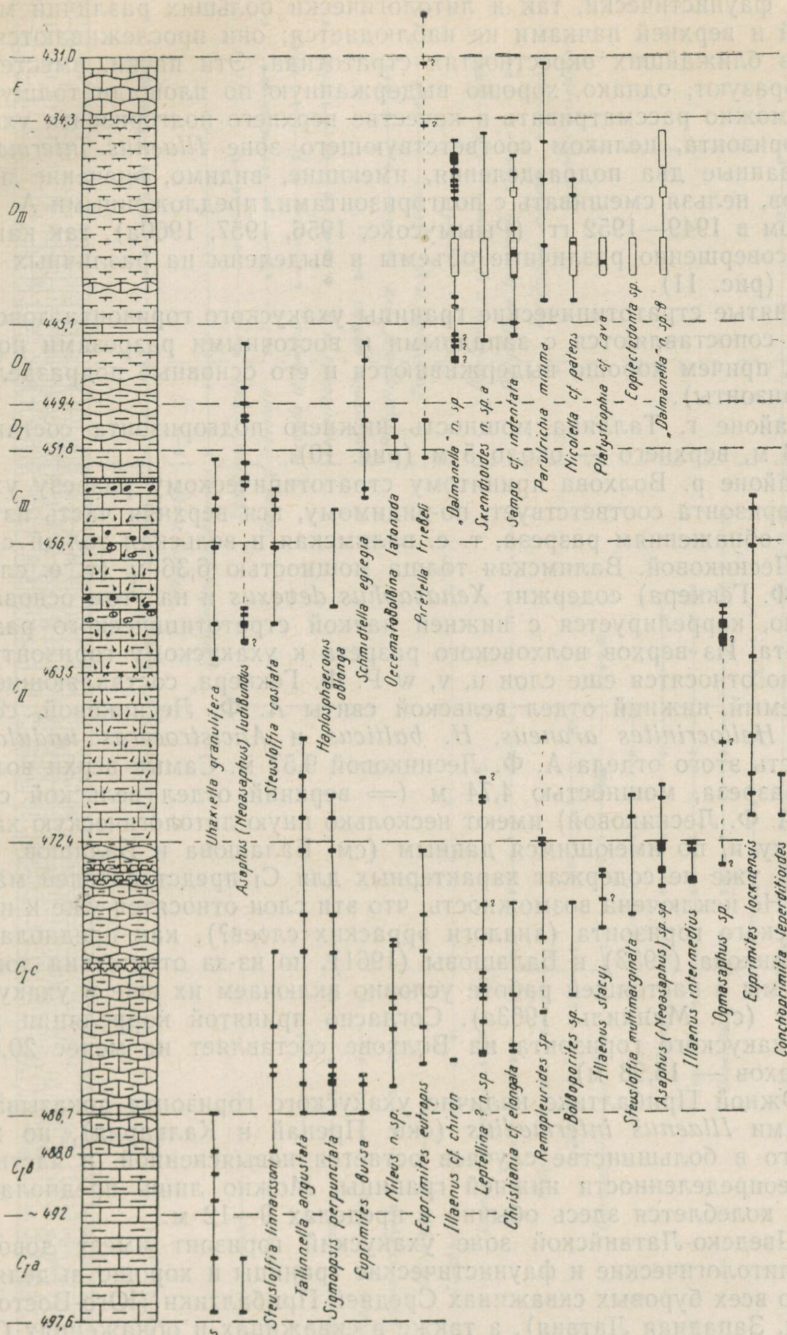


Рис. 13. Распространение характерных представителей фауны в вируских отложениях разреза скважины Отепя в Юго-Восточной Эстонии (по определениям Л. Сарва, В. Журавлевой и автора).

Как фаунистически, так и литологически больших различий между средней и верхней пачками не наблюдается; они прослеживаются, видимо, в ближайших окрестностях стратотипа. Эти пачки, вместе взятые, образуют, однако, хорошо выдержанную по площади толщу; эту толщу можно рассматривать в качестве верхнего подгоризонта ухакуского горизонта, целиком соответствующего зоне *Illaenus intermedius*.

Указанные два подразделения, имеющие, видимо, значение подгоризонтов, нельзя смешивать с подгоризонтами, предложенными А. Рыымусоксом в 1949—1952 гг. (Рыымусокс, 1956, 1957, 1960а), так как они имеют совершенно различные объемы и выделены на различных основаниях (рис. 11).

Принятые стратотипические границы ухакуского горизонта довольно хорошо сопоставляются с западными и восточными разрезами полосы выхода, причем хорошо выдерживаются и его основные подразделения (подгоризонты).

В районе г. Таллина мощность нижнего подгоризонта составляет около 3 м, верхнего — около 5 м (рис. 10).

В районе р. Волхова принятому стратотипическому разрезу ухакуского горизонта соответствует, по-видимому, вся верхняя часть изученного по обнажениям разреза, т. е. валимская и вельская толщи схемы А. Ф. Лесниковой. Валимская толща мощностью 6,36 м (т. е. слои r, s, t Р. Ф. Геккера) содержит *Xenasaphus devexus* и на этом основании, очевидно, коррелируется с нижней пачкой стратотипического разреза горизонта. Из верхов волховского разреза к ухакускому горизонту несомненно относятся еще слои u, v, w Р. Ф. Геккера, составляющие так называемый нижний отдел вельской свиты А. Ф. Лесниковой, содержащей *Heliocrinites araneus*, *H. balticus* и *Ancistroceras undulatum*. Мощность этого отдела А. Ф. Лесниковой 9,57 м. Самые верхи волховского разреза, мощностью 4,74 м (= верхний отдел вельской свиты схемы А. Ф. Лесниковой) имеют несколько иную литологическую характеристику и, по имеющимся данным (см. Балашова и Балашов, 1961, стр. 53), уже не содержат характерных для C_1 представителей макрофауны. Не исключена возможность, что эти слои относятся уже к низам кукрузеского горизонта (аналоги эрраских слоев?), как предполагают Т. Н. Алихова (1953) и Балашовы (1961), но из-за отсутствия доказательств мы в настоящей работе условно включаем их еще в ухакуский горизонт (ср. Мянниль, 1963а). Согласно принятой корреляции мощность ухакуского горизонта на Волхове составляет не менее 20,67 м (без верхов — 15,93 м).

В Южной Прибалтике наличие ухакуского горизонта доказывается находками *Illaenus intermedius* (скв. Пренай и Калвария), но мощность его в большинстве случаев остается невыясненной, в частности из-за неопределенности нижней границы. Можно лишь предполагать, что она колеблется здесь обычно в пределах 9—12 м.

В Шведско-Латвийской зоне ухакуский горизонт имеет довольно четкие литологические и фаунистические границы и хорошо выделяется почти во всех буровых скважинах Средней Прибалтики (Юго-Восточная Эстония, Западная Латвия), а также в скважинах и обнажениях Средней Швеции.

В средней части Прибалтики, за исключением узкой осевой зоны, горизонт представлен двумя пачками — внизу глинистыми кальцилютитами пачки Челла и наверху глинистыми калькаренитами пачки Пярснес. Первая из них, видимо, довольно точно совпадает с нижним, а вторая — с верхним подгоризонтом стратотипического разреза. Помимо появления характерных видов остракод (*Sigmoopsis perpunctata*,

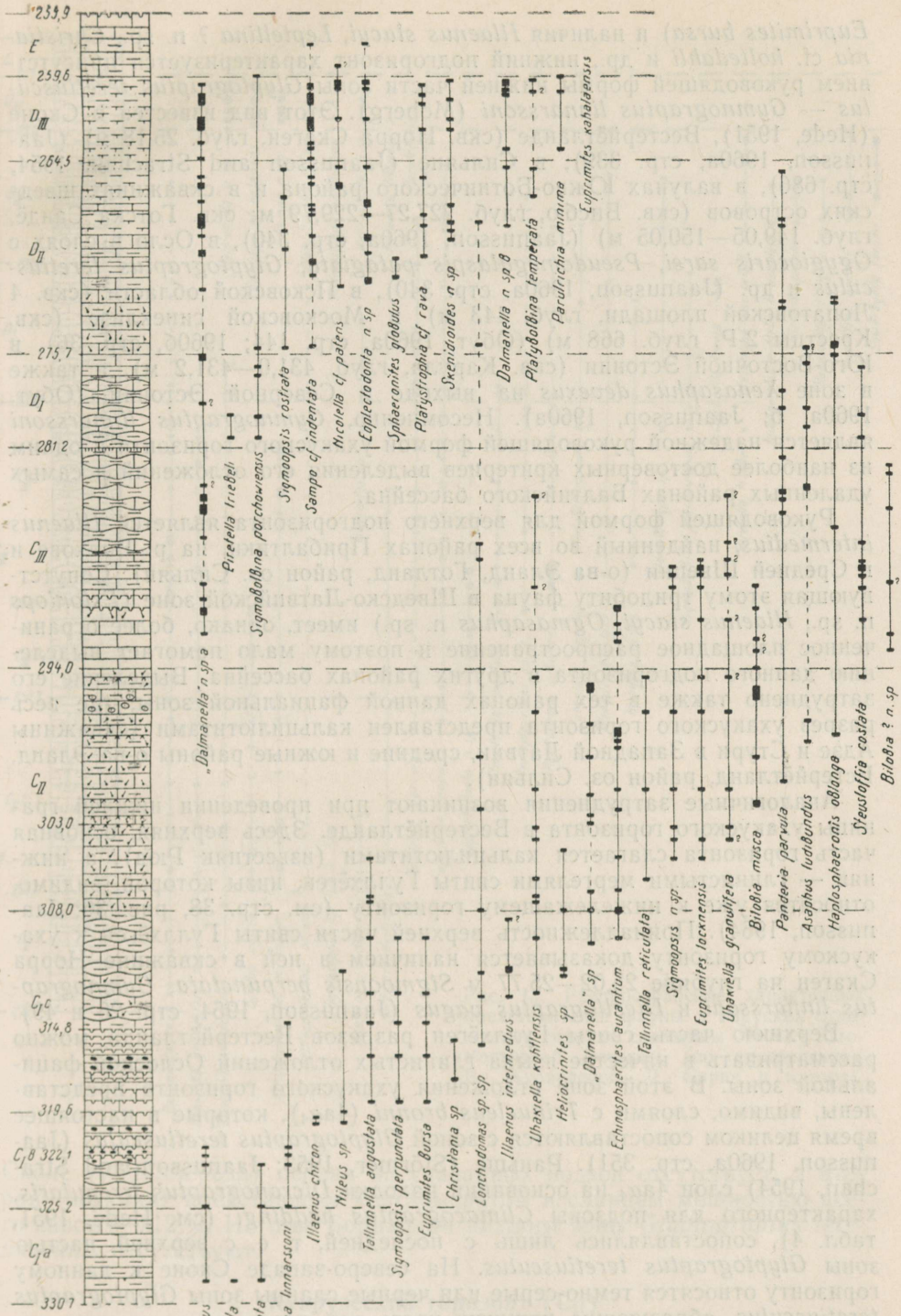


Рис. 14. Распространение характерных представителей фауны в вирусских отложениях разреза скважины Каагвере в Юго-Восточной Эстонии (по определениям В. Журавлевой, Л. Сарва и автора).

Euprimites bursa) и наличия *Illaenus stacyi*, *Leptellina* ? n. sp., *Christiania* cf. *holtedahli* и др., нижний подгоризонт характеризуется присутствием руководящей формы нижней части зоны *Glyptograptus teretiusculus — Gymnograptus linnarssoni* (Moberg). Этот вид известен в Сконе (Hede, 1951), Вестерйётланде (скв. Норра Скаген, глуб. 25,18 м) (Jaanusson, 1960a, стр. 339), в Сильяне (Jaanusson and Strachan, 1954, стр. 686), в валунах Южно-Ботнического района и в скважинах шведских островов (скв. Висбю, глуб. 227,27—229,79 м; скв. Готска Сандё, глуб. 149,05—150,05 м) (Jaanusson, 1960a, стр. 340), в Осло в слоях с *Ogygiocaris sarsi*, *Pseudomegalaspis patagiata*, *Glyptograptus teretiusculus* и др. (Jaanusson, 1960a, стр. 340), в Псковской области (скв. 4 Лопатовской площади, глуб. 443 м) и Московской синеклизе (скв. Крестцы 2-Р, глуб. 668 м) (Обут, 1960а, стр. 144; 1960б, стр. 36), в Юго-Восточной Эстонии (скв. Карула, глуб. 431,0—431,2 м), а также в зоне *Xenasaphus devexus* на выходе в Северной Эстонии (Обут, 1960а, б; Jaanusson, 1960a). Несомненно, *Gymnograptus linnarssoni* является надежной руководящей формой ухакуского горизонта и одним из наиболее достоверных критериев выделения его отложений в самых удаленных районах Балтийского бассейна.

Руководящей формой для верхнего подгоризонта является *Illaenus intermedius*, найденный во всех районах Прибалтики, на р. Волхове и в Средней Швеции (о-ва Эланд, Готланд, район оз. Сильян). Сопутствующая этому трилобиту фауна в Шведско-Латвийской зоне (*Estoniops* n. sp., *Illaenus stacyi*, *Ogmasaphus* n. sp.) имеет, однако, более ограниченное площадное распространение и поэтому мало помогает выделению данного подгоризонта в других районах бассейна. Выделение его затруднено также в тех районах данной фациальной зоны, где весь разрез ухакуского горизонта представлен кальцилютитами (скважины Адзе и Стури в Западной Латвии, средние и южные районы о-ва Эланд, Естерйётланд, район оз. Сильян).

Аналогичные затруднения возникают при проведении нижней границы ухакуского горизонта в Вестерйётланде. Здесь верхняя, основная часть горизонта слагается кальцилютитами (известняк Рюд), а нижняя — глинистыми мергелями свиты Гуллхёген, низы которой, видимо, относятся уже к нижележащему горизонту (см. стр. 38, рис. 36; Jaanusson, 1964). Принадлежность верхней части свиты Гуллхёген к ухакускому горизонту доказывается наличием в ней в скважине Норра Скаген на глубине 25,02—25,77 м *Sigmoopsis perpunctata*, *Gymnograptus linnarssoni* и *Dicellograptus vagus* (Jaanusson, 1964, стр. 26 и 49).

Верхнюю часть свиты Гуллхёген разрезов Вестерйётланда можно рассматривать в качестве языка глинистых отложений Ослоской фациальной зоны. В этой зоне отложения ухакуского горизонта представлены, видимо, слоями с *Trinucleus bronni* ($4a\alpha_4$), которые в настоящее время целиком сопоставляются с зоной *Glyptograptus teretiusculus* (Jaanusson, 1960a, стр. 351). Раньше (Störmer, 1953; Jaanusson and Strachan, 1954) слои $4a\alpha_4$ на основании находки *Dicranograptus irregularis*, характерного для подзоны *Climacograptus haddingi* (см. Hede, 1951, табл. 4), сопоставлялись лишь с последней, т. е. с верхней частью зоны *Glyptograptus teretiusculus*. На северо-западе Сконе к данному горизонту относятся темно-серые или черные сланцы зоны *Glyptograptus teretiusculus*, образующие нижнюю часть так называемых нижних дицеллограптовых сланцев (Hadding, 1913, 1915a; Hede, 1951; Nilsson, 1960). Разрез здесь (скважина Фогельсонг) полный, достигает мощности 10,1 м и представлен обеими граптолитовыми подзонами (*Glossograptus hincksi* и *Climacograptus haddingi*). В юго-восточной части

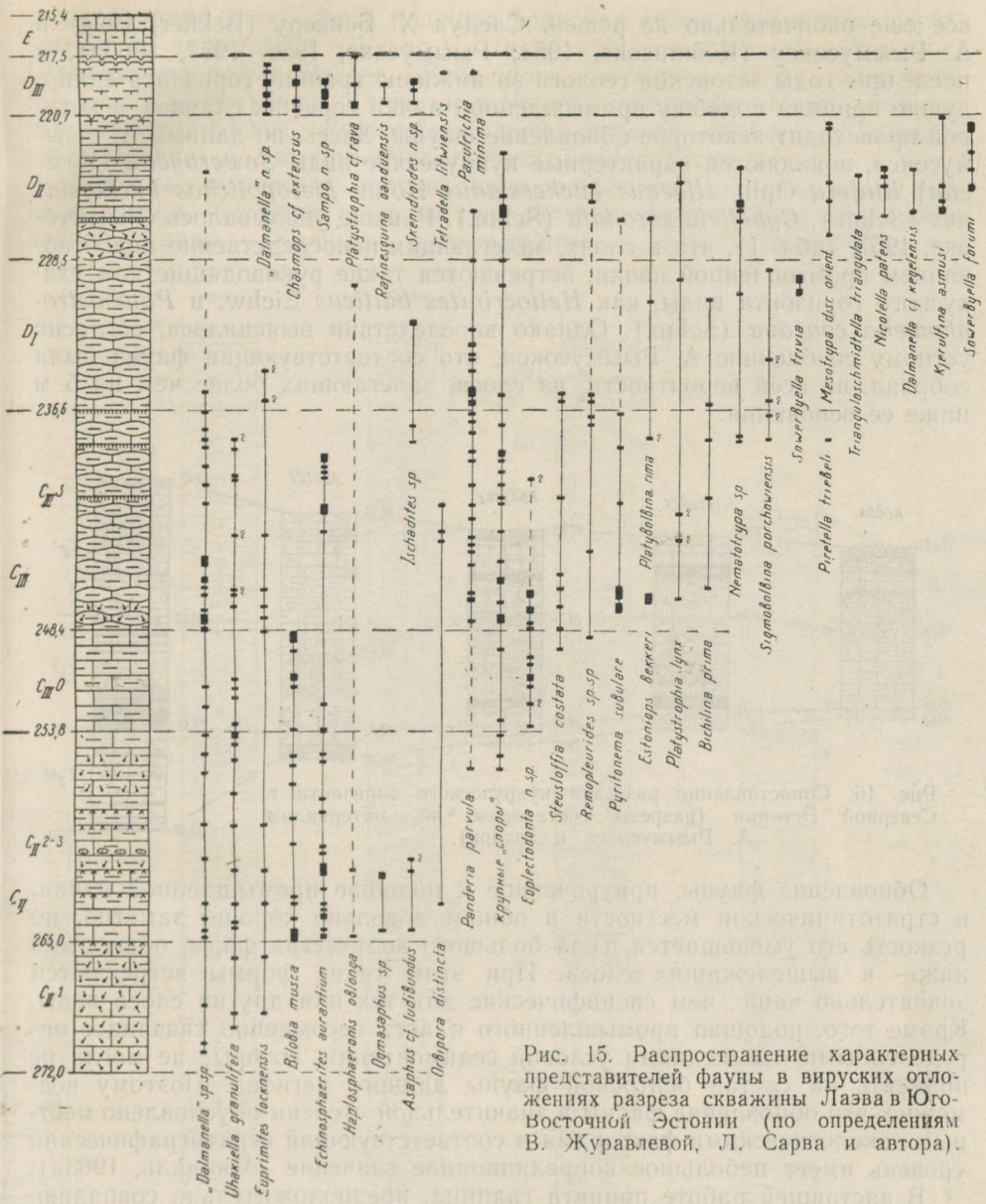


Рис. 15. Распространение характерных представителей фауны в вируских отложениях разреза скважины Лаэва в Юго-Восточной Эстонии (по определениям В. Журавлевой, Л. Сарва и автора).

Сконе (у Чиллерёда) первая из указанных подзон отсутствует, а вторая (верхняя) представлена конгломератом и сланцем мощностью всего-навсего 0,12 м. На о-ве Борнхольм аналоги зоны *Glyptograptus teretiusculus* отсутствуют.

Кукрузеский горизонт (C_{II})

Несмотря на многочисленные работы, специально посвященные изучению стратиграфии и фауны кукрузеского горизонта (Bekker, 1921, 1924; Öpik, 1925, 1927, 1928, 1930; Rõõmusoks, 1954; Рыымусокс, 1957), вопрос о проведении его нижней границы в стратотипическом районе

все еще окончательно не решен. Следуя Х. Беккеру (Bekker, 1924) и А. Рыымусоксу (Rõõmusoks, 1954; Рыымусокс, 1956, 1957, 1960а), в последние годы эстонские геологи за нижнюю границу горизонта единодушно приняли подошву промышленной пачки горючих сланцев, в которой происходит некоторое обновление фауны. Здесь, по данным А. Рыымусокса, появляются характерные кукрузеские виды *Sowerbyella* (*Viruella*) *liliifera* Öpik, *Illaenus kuckersianus* Holm, *Metopolichas kuckersianus* (Schm.), *Cybellela coronata* (Schm.). Раньше указывалось (Рыымусокс, 1957, табл. 1), что в слоях, залегающих непосредственно под основанием промышленной пачки, встречаются такие руководящие для ухакуского горизонта виды, как *Heliocrinites balticus* Eichw. и *Palaeostrophomena concava* (Schm.). Однако впоследствии выяснилось, согласно устному сообщению А. Рыымусокса, что соответствующая фауна была собрана, по всей вероятности, из слоев, залегающих более чем на 5 м ниже ее основания.

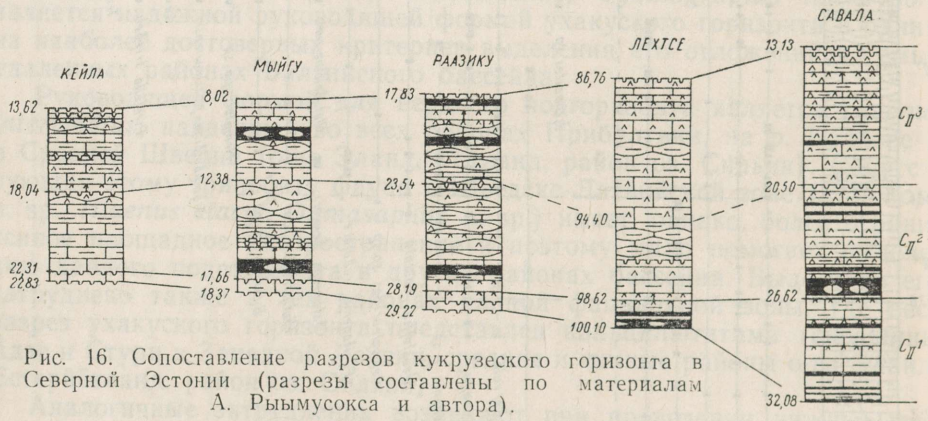


Рис. 16. Сопоставление разрезов кукрузеского горизонта в Северной Эстонии (разрезы составлены по материалам А. Рыымусокса и автора).

Обновление фауны, приуроченное к подошве промышленной пачки, в стратотипической местности в общем довольно хорошо заметно, но резкость его уменьшается из-за большого количества форм, общих для ниже- и вышележащих слоев. При этом такие формы встречаются значительно чаще, чем специфические для тех или других слоев виды. Кроме того, подошва промышленного пласта несомненно связана с определенными изменениями условий седиментации, которые не могли не повлиять на состав бентосной фауны данного региона. Поэтому возможно, что обновление фауны в значительной степени обусловлено местными экологическими факторами и соответствующий стратиграфический уровень имеет небольшое корреляционное значение (Мянниль, 1963а).

В настоящей работе принята граница, предположительно совпадающая с верхней границей биозоны *Illaenus intermedius*. В гипостратотипическом разрезе (скважина Савала) она определена на основании прослеживания по линии разрезов Карула—Савала (рис. 17) уровня, на котором в Шведско-Латвийской фациальной зоне происходит основное обновление фауны (в частности, фауны остракод). Согласно сопоставлениям, рассматриваемый уровень совпадает в гипостратотипическом разрезе кукрузеского горизонта с основанием пачки глинистых известняков с прослоями кукерситов, залегающим на 5,46 м ниже подошвы промышленной пачки (на глубине 32,08 м; рис. 11 и 17). Известняки рассматриваемой пачки (интервал 26,62—32,08 м в скважине Савала) в настоящей работе условно названы эрраскими слоями (C_{II}^1).

На основании имеющихся данных о распространении макрофауны

можно предполагать, что в подошве эрраских слоев появляются *Cyrtonotella k. kuckersiana* (Wysog.), *Hesperorthis inostrancefi* (Wysog.), *Leptaena estonensis* Bekker, *Revalopora revaliense* (Dyb.), *Chasmops* aff. *odini* (Eichw.) и др. и исчезают *Illaenus intermedius* Holm, *Heliocrinites balticus* Eichw., *Palaeostrophomena concava* (Schm.), *Chasmops odini* (Eichw.) и *Asaphus* (*Neoasaphus*) *lepidus* Törnq.

К сожалению, точное вертикальное распространение этих видов еще не выяснено, несмотря даже на специальные сборы фауны из водоотливной канавы у Кивиыли, произведенные в течение нескольких лет

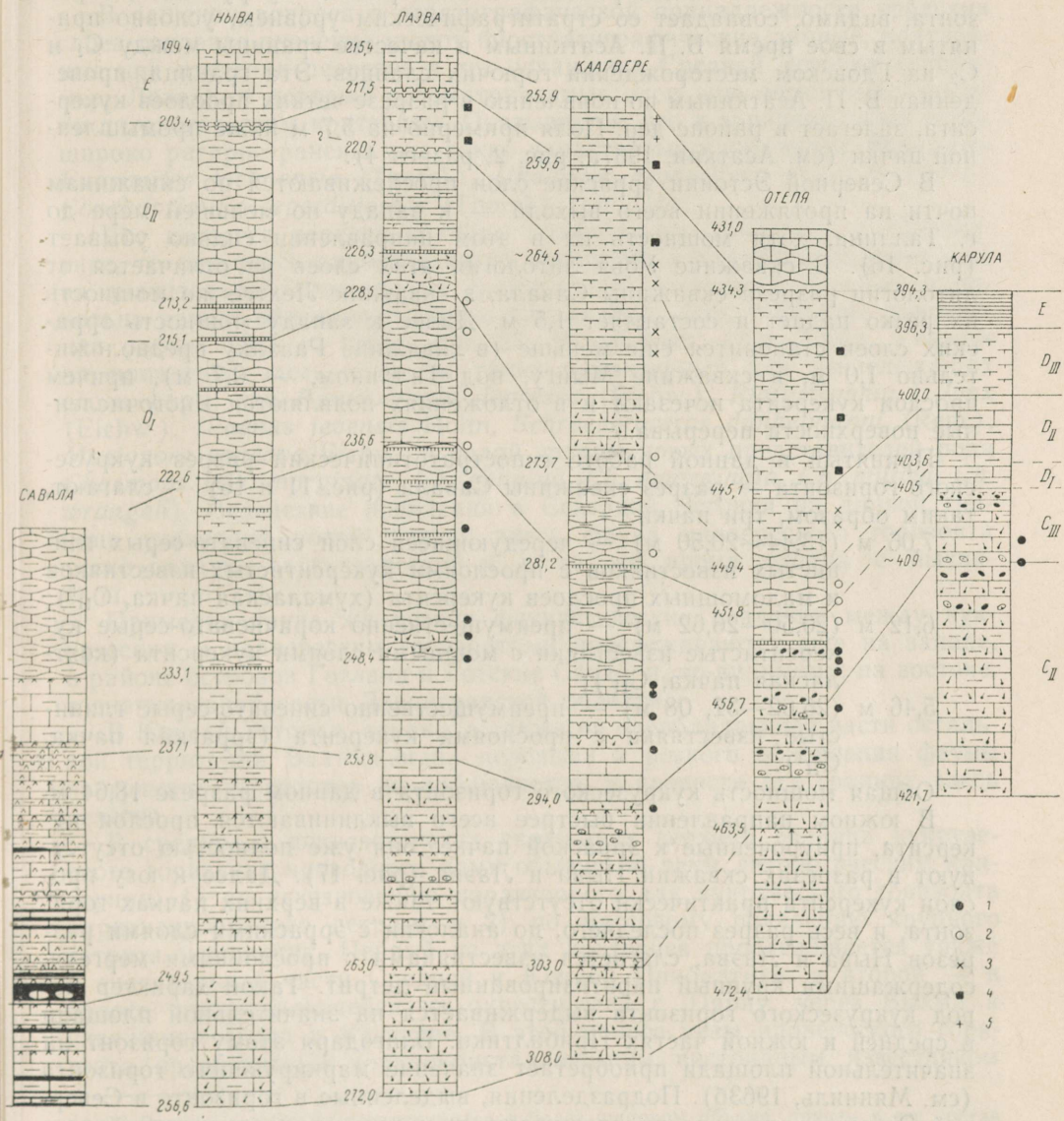


Рис. 17. Сопоставление верхневирусских отложений по линии скважин Савала—Лаэва—Карула (разрезы составлены по материалам К. Каяка, Л. Пылма, Р. Эйнасто и автора).

Расположение проб с остракодами, характерными для горизонтов: *1* — идавереского, *2* — йыхвиского; *3* — кейлаского, *4* — оандуского, *5* — раквереского.

(1962—1964 гг.) сотрудниками кафедры геологии Тартуского государственого университета и Института геологии АН ЭССР. Это объясняется относительной бедностью фауны рассматриваемых пограничных слоев, а также недостаточными сборами.

Слабая изученность макрофауны, а также полная неизученность по послойным сборам остракод из пограничных слоев не позволяют в настоящее время окончательно решить вопрос о проведении границы между ухакуским и кукрузеским горизонтами в их стратотипической местности.

Принятая в настоящей работе нижняя граница кукрузеского горизонта, видимо, совпадает со стратиграфическим уровнем, условно принятым в свое время Б. П. Асаткиным в качестве границы между C_1 и C_2 на Гдовском месторождении горючих сланцев. Эта граница, проведенная Б. П. Асаткиным по появлению в разрезе четких прослоев кукерсита, залегает в районе дер. Поля примерно на 5,7 м ниже промышленной пачки (см. Асаткин, 1937а, рис. 2, разрез 4).

В Северной Эстонии эрраские слои прослеживаются по скважинам почти на протяжении всего выхода — к западу по меньшей мере до г. Таллина, хотя мощность их в этом направлении сильно убывает (рис. 16). В скважине Убья литология этих слоев не отличается от литологии разреза скважины Савала, в скважине Лехтсе же мощность их резко падает и составляет 1,5 м. Далее к западу мощность эрраских слоев становится еще меньше (в скважине Раазику предположительно 1,0 м, в скважине Мыйгу, под Таллином, — 0,7 м), причем прослои кукерсита исчезают и в отложениях появляются многочисленные поверхности перерыва.

Принятый в данной работе гипостратотипический разрез кукрузеского горизонта — разрез скважины Савала (рис. 11 и 16) — слагают, таким образом, три пачки:

7,06 м (13,44—20,50 м) — чередующиеся слои синевато-серых глинистых известняков с прослоями кукерситистых известняков и маломощных прослоев кукерсита (хумалаская пачка, C_{II}^3);

6,12 м (20,50—26,62 м) — преимущественно коричневато-серые кукерситистые известняки с мощными слоями кукерсита (кохтлаская пачка, C_{II}^2);

5,46 м (26,62—32, 08 м) — преимущественно синевато-серые глинистые известняки с прослоями кукерсита (эрраская пачка, C_{II}^1).

Общая мощность кукрузеского горизонта в данном разрезе 18,64 м.

В южном направлении быстрее всего выклиниваются прослои кукерсита, приуроченные к эрраской пачке: они уже полностью отсутствуют в разрезах скважин Нывa и Лаэва (рис. 17). Далее к югу прослои кукерсита практически отсутствуют также в верхних пачках горизонта, и весь разрез последнего, по аналогии с эрраскими слоями разрезов Нывa и Лаэва, слагается известняками с прослойками мергеля, содержащими крупный пиритизированный детрит. Такой характер пород кукрузеского горизонта выдерживается на значительной площади в средней и южной частях Прибалтики. Благодаря этому горизонт на значительной площади приобретает значение маркирующего горизонта (см. Мянниль, 1963б). Подразделения, выделенные в горизонте в Северной Эстонии, здесь не прослеживаются, и весь горизонт представляет собой литологически единое целое.

Биостратиграфия горизонта в данном районе изучена более или менее удовлетворительно по разрезам скважин Западной Латвии и Юго-Восточной Эстонии (Мянниль, 1963б; рис. 8 и 12—15 в настоящей

работе). Нижняя граница его хорошо маркируется исчезновением характерных ухакуских остракод *Sigmoopsis perpunctata* s. str., * *Steusloffia linnarssoni* (Krause), *Euprimites bursa* (Krause), *Uhakiella coelodesma* Öpik и появлением новых, среди которых особенно важно отметить *Uhakiella kohtlensis* Öpik, *Euprimites locknensis* (Thorsl.), *Uhakiella granulifera* (Ulr. et Bassl.) **, *Sigmoopsis* n. sp.

К указанным маркирующим остракодам добавляется значительное обновление макрофауны, выражающееся прежде всего в исчезновении *Illaenus intermedius* Holm, *Asaphus* (*Neoasaphus*) *lepidus* Törnq., *Illaenus stacyi* Holm, *Estoniops* n. sp. и др.

В решении вопроса о стратиграфической принадлежности эрраских слоев основное значение имеют биостратиграфические данные, полученные при изучении разрезов в тех скважинах Средней Эстонии (например, Лаэва), в которых рассматриваемые слои еще четко выделяются по литологическим критериям. Оказывается, что в эрраских слоях здесь широко распространены уже такие характерные кукрузеские виды, как *Euprimites locknensis* (Thorsl.), *Uhakiella granulifera* (Ulr. et Bassl.) *Conchoprimitia leperditioides* (Thorsl.) (рис. 15).

Что касается верхней границы кукрузеского горизонта в Прибалтике, то она здесь наиболее четко выражена в Северной Эстонии, где на значительной площади на границе прослеживается перерыв и довольно резкое обновление фауны (Jaanusson, 1945; Мянниль, рукописная работа 1947 г; 1963а, стр. 25; Рыымусокс, 1956, 1957). Укажем на появление здесь хотя бы таких характерных для вышележащих слоев форм, как *Pseudocrania depressa* (Eichw.), *Platystrophia l. lynx* (Eichw.), *Illaenus jevensis* Holm, *Schroederoceras dankelmanni* (Rem.), *Mastopora concava* Eichw., и целой группы новых представителей рода *Chasmops* (*Ch. marginata*, *Ch. genuina*, *Ch. emarginata*, *Ch. mutica*, *Ch. wrangeli*). Вследствие появления в Северной Эстонии на данной границе указанной новой фауны, здесь фауна идавереского горизонта резко отлична от кукрузеской и в то же время сходна с йыхвиской.

Примерно такие же резкие фаунистические различия между кукрузеским и идавереским горизонтами прослеживаются еще на западе, в районе островов Готланд и Готские Сандё, и, по-видимому, на востоке, в значительной части Ленинградской области.

В Южной Эстонии, однако, а также на преобладающей части остальной территории Балтоскандии перерыва и резкого обновления фауны на границе горизонтов не наблюдается, и провести эту границу здесь нелегко.

В средне- и южноэстонских скважинах верхняя граница кукрузеского горизонта проводится нами обычно по двум литологическим критериям: 1) по исчезновению характерного для кукрузеского горизонта пиритизированного детрита и 2) по массовому появлению крупного детрита иглокожих. Первый из этих критериев прослеживается также в значительной части Средней и Южной Прибалтики, а второй — в полосе, протягивающейся из окрестностей г. Пярну, через Выхма к скважинам Нывa и Каагвере. В этой полосе низы идавереского горизонта предсгавлены крупнокристаллическим цистоидным известняком

---

* Раньше этот вид рассматривался в более широком объеме, причем в его состав была также включена форма *Sigmoopsis* n. sp., встречающаяся в кукрузеском горизонте.

** Этот вид из слоев кукрузеского горизонта раньше рассматривался или под названием *Uhakiella coelodesma* (Сарв, 1959), или как *Uhakiella* cf. *coelodesma* (Jaanusson, 1960а).

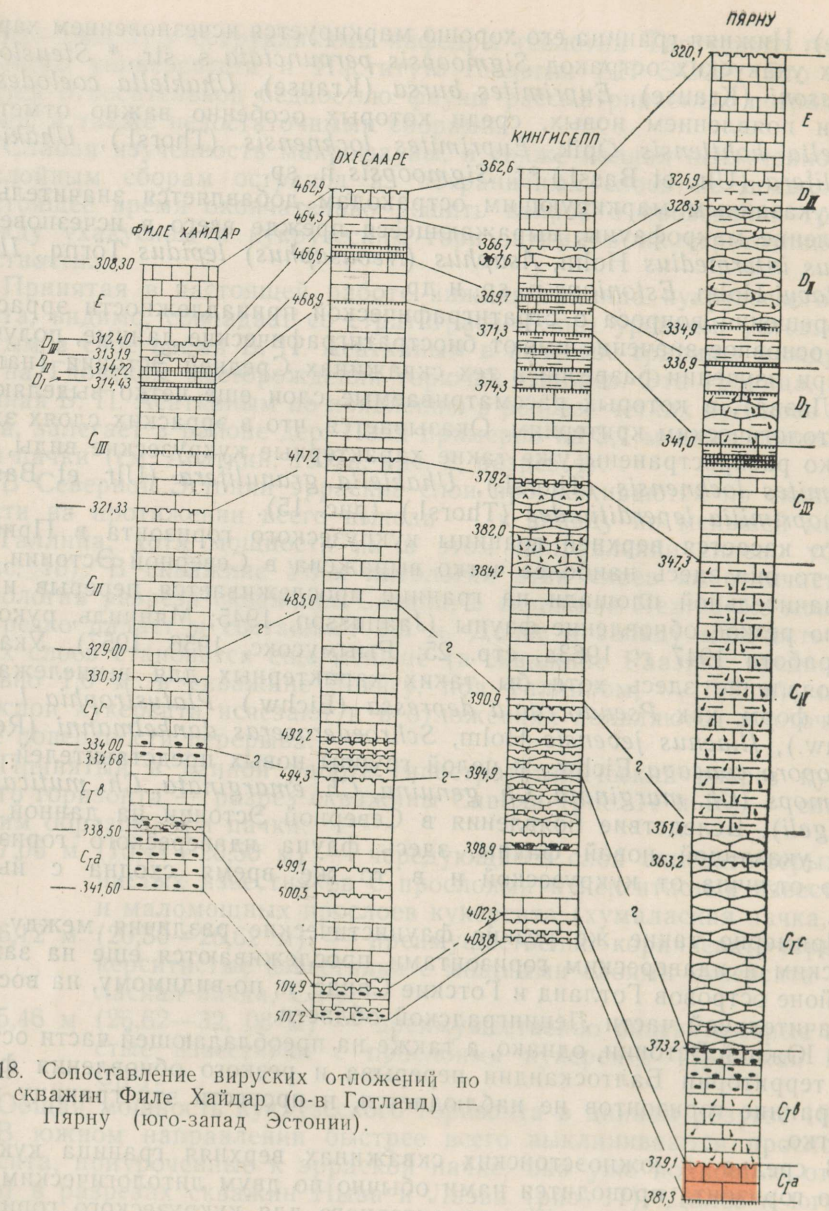


Рис. 18. Сопоставление вируских отложений по линии скважин Филе Хайдар (о-в Готланд) — Пярну (юго-запад Эстонии).

мощностью обычно 4—5 м, хорошо маркирующим основание данного горизонта (см. рис. 17 и 18).

Из палеонтологических критериев для проведения верхней границы кукрузеского горизонта в Юго-Восточной Эстонии (а также в других близко расположенных районах), кроме фауны, следует особо отметить массовое появление крупных гладких «спор» (микроскопических растительных остатков группы Acritarcha), хорошо заметных под бинокуляром, а также массовое скопление остатков *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus* Törnq. в толще мощностью около 2 м, залегающей как в Юго-Восточной Эстонии, так и в Западной Латвии на 3—5 м ниже кровли кукрузеского горизонта.

Для сопоставления отложений кукрузеского горизонта юго-восточной части Эстонии (и вообще Средней Прибалтики) с его аналогами в Скандинавии особое значение имеет явление потери биостратиграфической резкости границы между кукрузеским и идавереским горизонтами в данном районе Прибалтики. Это явление, связанное с наличием разных биофаций, в пределах которых фауна сменялась во времени с различной быстротой, выражается в том, что в течение идавереского и отчасти йыхвиского времени здесь продолжало существовать значительное количество элементов кукрузеской фауны.

Изложенное позволяет понять, почему различные фаунистические изменения, приуроченные к этой границе на территории Северной Эстонии, слабо отражаются в разрезах Средней Швеции и грабена Осло. По этой причине проведение границы между кукрузеским и идавереским горизонтами в Скандинавии, а следовательно, и выделение там кукрузеского горизонта (а также идавереского и йыхвиского) связано с известными трудностями.

В качестве основных реперов при сопоставлении в настоящей работе использованы два стратиграфических уровня, а именно подошва кукрузеского горизонта и главный прослой метабентонита, залегающий в Северной Эстонии на границе отложений йыхвиского и кейлаского горизонтов, в Средней Швеции — между свитой Далбю и известняком Скаген и в районе Осло — в середине нижнего хасмопсового сланца (4bα).

Вопрос об одновозрастности главного метабентонита детально рассмотрен ниже (стр. 67), здесь же мы остановимся на вопросе, связанном с прослеживанием нижней границы кукрузеского горизонта.

Благодаря результатам изучения в последние годы фауны ухакуского и кукрузеского горизонтов в Средней Прибалтике, с одной стороны, и фауны (в частности остракод) тех же отложений в Средней Швеции, с другой, теперь можно довольно уверенно сопоставлять нижнюю границу кукрузеского горизонта (в принятом нами объеме) Северной Прибалтики с подошвой свиты Далбю. Одновозрастность этих уровней доказывается исчезновением здесь характерных ухакуских остракод *Steusloffia linnarssoni* (Krause) (в разрезах Даларне, Естерйётланда, Эланда, Юго-Восточной Эстонии), *Sigmoopsis perpunctata* (Öpik) (в разрезах Даларне и всей Прибалтики, в частности Северной Эстонии), *Euprimites eutropis* (Öpik) (в разрезах Эланда, Естерйётланда, Вестерйётланда, Западной Латвии, Северной и особенно Южной Эстонии) и одновременным появлением характерных новых видов — *Euprimites locknensis* (Thorsl.) (в разрезах Эланда, Естерйётланда, Даларне, Западной Латвии, Юго-Восточной Эстонии, Псковской и Новгородской областей), *Steusloffia multimarginata* (Öpik) (в разрезах Средней Швеции, Эстонии и Псковской области) и *Severella kuckersiana* (Bonn.) (в разрезах Даларне, северной части о-ва Эланд, Северной Эстонии).

Вообще граница между ухакуским и кукрузеским горизонтами в Шведско-Латвийской зоне, особенно в шведской ее части, фаунистически довольно четкая. Распространение остракод можно хорошо проиллюстрировать разрезами о-ва Эланд (рис. 7), района оз. Сильян (рис. 19) и Вестерйётланда (Jaanusson, 1964, рис. 5—6).

Для уверенного сопоставления подошвы кукрузеского горизонта Прибалтики и свиты Далбю с разрезами Сконе и района Осло пока нет веских критериев. Предполагается, что она совпадает с подошвой зоны *Nemagraptus gracilis* или расположена близко к ней (Jaanusson, 1960b, стр. 349 и табл. 10). Это помогает нам провести сравнение с разрезом

TARTU ÜLIKOOLI
RAAMATUKOGU

Сконе, где соответствующая граптолитовая зона выделяется. Однако в районе Осло находки граптолитов из этой части разреза отсутствуют (Störmer, 1953; Jaanusson und Strachan, 1954) и при сопоставлении основания ампиксового известняка (4aβ) с подошвой зоны *Nemagraptus gracilis* можно опираться лишь на находки граптолитов подзоны *Climacograptus haddingi* из нижележащих слоев (4aα_4). При этом грубое сопоставление кукрузеского горизонта с ампиксовым известняком (4aβ) района Осло (Jaanusson, 1960b, табл. 10) не может вызывать особого возражения, поскольку в последнем найдена *Steusloffia multimarginata* (Öpik), известная в Эстонии только в кукрузеском горизонте, а в Швеции практически во всех районах развития ордовика, будучи там приурочена к низам известняка Далбю. Кроме того, в слоях 4aβ встречаются характерные для кукрузеского горизонта Средней Прибалтики (отчасти также Северной Эстонии) *Lonchodomas rostratus* (Sars), *Pseudobasilicus* cf. *kuckersianus* (Schm.), *Asaphus* (*Neoas.*) *ludibundus* Törnq. и *Ampyx costatus* (Boeck).

На основании изложенных данных можно с большой долей вероятности (в целях настоящей работы) считать одновозрастными подошвы отложений кукрузеского горизонта Прибалтики, свиты Далбю Средней Швеции, ампиксового известняка Норвегии и зоны *Nemagraptus gracilis* района Фогельсонга.

Исходя из принятых реперов сопоставления, мы должны сопоставлять свиту Далбю с тремя прибалтийскими горизонтами (C_{II}, C_{III} и D_I) и со слоями 4aβ и 4bα^1 Норвегии (см. табл. 4). На первый взгляд этому как будто противоречит фаунистическое единство свиты Далбю, неоднократно подчеркивавшееся В. Яануссоном (Jaanusson, 1963b, стр. 36). Однако нам кажется, что указанное единство имеет относительный характер и обусловлено наряду со слабой изученностью соответствующих отложений в Скандинавии наличием там ряда часто встречающихся долговечных форм (*Asaphus ludibundus*, *Panderia parvula*, *Euprimites locknensis*). Аналогичный комплекс форм (*Clitambonites schmidti*, *Chasmops* ex gr. *odini*, *Sigmoopsis cornuta*, *Sigmobolbina variolaris*, *Brevibolbina amabilis* и др.) имеется и в Эстонской фациальной зоне.

Тем не менее выделение отложений кукрузеского, идавереского и йыхвиского горизонтов в разрезах Скандинавии на основании имеющейся информации, полученной главным образом в результате изучения лишь кернового материала, довольно затруднительно и может быть завершено в настоящее время лишь условно. При этом нельзя пренебрегать также такими критериями, как предполагаемая одновозрастность нижнего комплекса метабентонитов, залегающих в Северной Эстонии в верхах идавереского горизонта и позволяющих выделить аналоги йыхвиского горизонта в Вестерйётланде и районе Осло (см. стр. 64). Сам нижний комплекс метабентонитов мы относим соответственно к идаверескому горизонту (см. подробнее на стр. 59), и основной границей в пределах комплекса C_{II}—D_I, сопоставление которой можно произвести только на биостратиграфических основаниях, считаем границу между кукрузеским и идавереским горизонтами.

Анализ биостратиграфических данных по разрезам свиты Далбю района оз. Сильян, Естерйётланда и Вестерйётланда (Jaanusson, 1962, 1963b, 1964), а также о-ва Эланд (Jaanusson, 1960a) и залива Твярен (Thorslund, 1940; Strachan, 1959) позволяет привести следующий список наиболее характерных представителей фауны нижней части свиты Далбю, соответствующей объему кукрузеского горизонта (табл. 3).

При составлении этого списка за основу была принята фауна, изученная В. Яануссоном по кернам скважины Готска Сандё и Филе

Таблица 3

Характерные представители фауны кукрузеской части свиты Далбю и их распространение в идавереском (C_{III}) и йыхвиском (D_I) горизонтах

C_{II}	C_{III}	D_I
Euprimites locknensis (Thorsl.)	+	+
Conchoprimitia leperditioides Thorsl.	—	—
Polyceratella kuckersiana (Bonn.)	—	—
Baltonotella kuckersiana (Bonn.)	—	—
Steusloffia multimarginata Öpik	+	—
Uhakiella granulifera (Ulr. et Bassl.)	+	—
Uhakiella kohtlensis Öpik	—	—
Steusloffia rigida Öpik	—	—
Steusloffia costata (Linnarss.)	+	+
Tallinnella angustata (Krause)	?	—
Sigmobolbina sigmoidea Jaan.	—	—
Euprimites cf. *suecicus* (Thorsl.)	—	—
Sigmoopsis obliquejugata (Schm.)	—	—
Laccochilina (*Laccochilina*) cf. sp. A. Jaan.	—	—
Laccochilina (*Prochilina*) *decumana* (Bonn.).	+	—
Panderia parvula (Holm)	+	+
Raymondaspis nitens (Wiman)	—	—
Illaenus sphaericus Holm	+	—
Ampyx (*Cnemidopyge*) *costatus* (Boeck)	?	—
Lonchodomas jugatus Ang.	—	—
Asaphus (*Neoasaphus*) *ludibundus* Törnq.	+	+
Ogmasaphus praetextus Törnq.	—	—
Cybellela adornata (Törnq.)	—	—
Tetraodontella biseptata Jaan.	—	—
«*Dalmanella*» cf. *navis* Öpik	?	?
Anisopleurella ? n. sp.	—	—
Leptestia n. sp.	—	—
Christiania cf. *holtedahli* Spj.	—	—
Oxoplecia dorsata (His.)	—	—
Platystrophia cf. *dentata* (Pand.)	—	—
Heliocrinites granatum (Wahl.)	+	—
Echinosphaerites sp.	+	+

Хайдар (граница между кукрузеским и идавереским горизонтами проводится там еще довольно четко) и особенно по материалам с о-ва Эланд, где вскрыты низы свиты Далбю на мощность 5,8 м. Судя по близко расположенным полным разрезам кукрузеского горизонта (скважина Охесааре — 7,8 м, Филе Хайдар — 7,7 м), можно предполагать, что мощность сохранившихся отложений свиты Далбю на о-ве Эланд близка к полной мощности кукрузеского горизонта в данной местности, а собранная отсюда фауна, следовательно, достаточно полно характеризует фауну всего разреза данного горизонта.

С другой стороны, для выявления характерного комплекса фауны отложений идавереского горизонта в Средней Швеции мы исходили главным образом из фауны, собранной В. Яануссоном, Ю. Мартна и др. в обнажениях и канавах окрестности Фяка в Даларне, из слоев, слагающих бентонитовый комплекс или залегающих непосредственно ниже его. Кроме того, были учтены списки фауны, приведенные В. Яануссоном по соответствующим слоям кернов скважин Готска Сандё, Филе Хайдар, а также скважин Вестерйётланда. Оказалось, что фауна рассматриваемых слоев довольно заметно отличается от фауны заведомо кукрузеской части свиты Далбю и с полной уверенностью может быть принята за комплекс фауны идавереского горизонта. Тем более, что он содержит ряд форм (*Platystrophia l. lynx*, *Eoplectodonta* n. sp.,

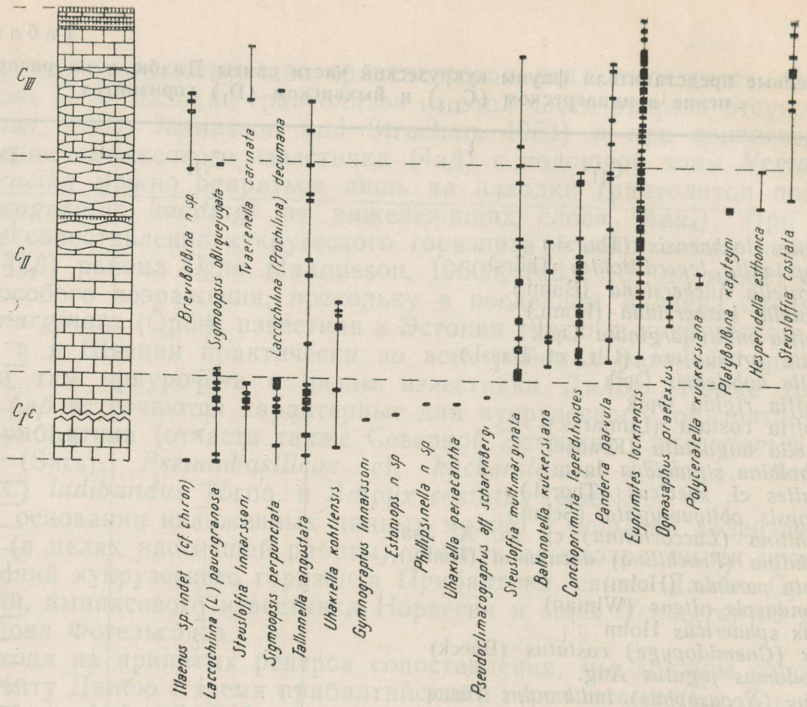


Рис. 19. Распространение характерных представителей фауны в средневирусских отложениях разреза Фяка в районе оз. Сильян (Jaanusson, 1963b).

«Orthis» aff. *lyckholmiensis*), появляющихся впервые в основании идавереского горизонта также в стратотипической местности (в Северо-Восточной Эстонии).

В состав этого комплекса входят:

Eoplectodonta n. sp.
«Orthis» aff. *lyckholmiensis* Wys.
Bimuria peregrina Jaan. (переходит в D_1)
Platystrophia lynx lynx (Eichw.)
Parapyxion subovatum (Thorsl.) *
Tvaerenella carinata (Thorsl.)
Lomatobolbina mammilata (Thorsl.)
Platybolbina n. sp.
Sigmoopsis n. sp.
Sigmobolbina ? *gunnari* (Thorsl.) (переходит в D_1)
Hesslandella n. sp.
Oecematobolbina n. sp.
Pseudoclimacograptus westrogothicus Jaan. et Skogl.

Опираясь на указанные руководящие комплексы фауны, границу в разрезе Фяка района оз. Сильян (рис. 19) можно условно провести по уровню, расположенному в схеме В. Яануссона (Jaanusson, 1963b, рис. 9) в 6,5 м ниже основания метабентонитового комплекса. Примерно на этом уровне исчезают *Conchoprimitia leperditioides*, *Ampyx costatus*, *Tetraodontella biseptata* и ряд других характерных для кукрузеского горизонта форм и появляются *Eoplectodonta* n. sp., *Bimuria peregrina*, *Tvaerenella carinata*, *Platybolbina* n. sp. и другие, обычные для идавереской части свиты Далбю. Согласно принятой границе мощность кукрузеского горизонта в районе Фяка составляет около 11,5 м.

При проведении верхней границы кукрузеского горизонта в разрезах Вестерйётланда (рис. 20) можно руководствоваться распростране-

* Из отложений C_{III} скважины Кыргесааре (глубина 75,92 м) Л. Сарвом определен *Parapyxion* cf. *subovatum* (Thorsl.).

нием *Conchoprimitia leperditioides*, указывающей на C_{II}, и *Parapyxion subovatum* и *Pseudoclimacograptus vestrogothicus*, указывающих на C_{III}. Эти виды встречаются в различных породах, и их распространение, видимо, относительно мало зависит от характера фаций. Они позволяют с большой долей вероятности наметить рассматриваемую границу по следующим уровням: скважина Куллаторп — 84,9 м, скважина Норра Скаген — 9,35 м, скважина Стура Осботорп — 47,96 м. В пользу одновозрастности намеченной границы говорят происходящее на ней литологическое изменение пород — появление глинистых мергелей в двух первых скважинах и их частых прослоев в третьей, а также наличие во всех скважинах многочисленных *Nileus* sp. в слое мощностью около 1 м, залегающем непосредственно над данной границей. Кроме того, о правильном проведении границы в разрезе скважины Стура Осботорп говорит присутствие на глубине 50,01 м *Laccochilina* (*Laccochilina*) sp. A. Jaan., 1957 (характерен для C_{Ic} и C_{II}), частое появление выше границы *Asaphus* (*Neoas.*) *ludibundus*, остатки которого в кукрузеской части данного разреза вообще не были найдены.

Таким образом, в разрезах горы Чиннекулле (скважины Куллаторп и Норра Скаген) к кукрузескому горизонту следует отнести лишь нижнюю, известняковую часть свиты Далбю, выделенную В. Яануссоном (1964) в качестве особой, нижней пачки данной свиты.

В Естерйётланде пограничная между кукрузеским и идавереским горизонтами часть разреза изучена менее детально, чем в других районах Средней Швеции (см. Jaanusson, 1962, стр. 13—16 и 18), а поэтому указать здесь точную границу значительно труднее. Исходя, однако, из находки *Tetraodontella biseptata* с глубины около 101,1 м и находок *Eoplectodonta* ? sp., *Hesslandella* n. sp. и *Steusloffia* sp. indet. из интервала 90,96—99,65 м, можно полагать, что рассматриваемая граница находится на глубине около 100 м или близко к ней. Полученные на основании этой условной границы мощности для горизонтов C_{II} и C_{III} (соответственно 8,4 и 8,1 м) в общем согласуются с мощностями этих горизонтов в районе о-ва Готланд и оз. Сильян (соответственно 7,7 и

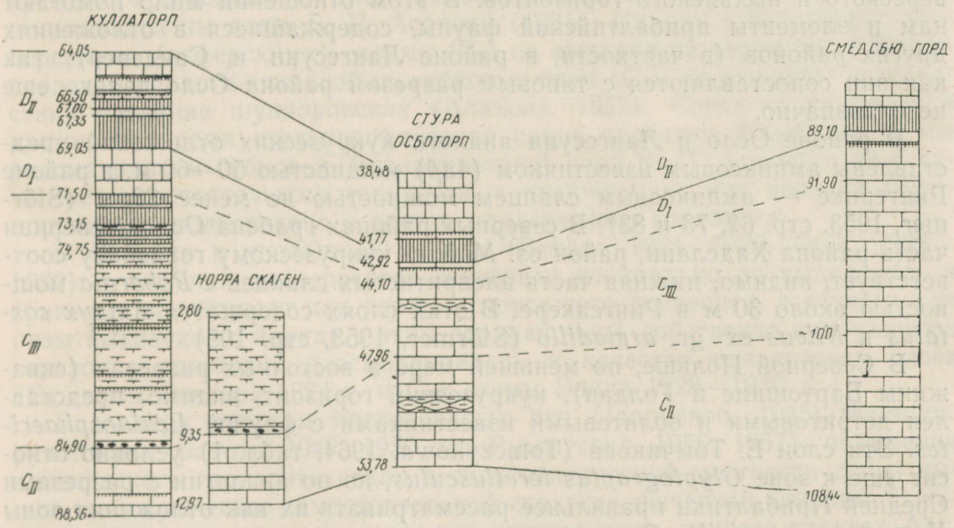


Рис. 20. Сопоставление и стратиграфическая интерпретация верхневируских отложений Вестерйётланда и Естерйётланда (разрезы составлены по работе Jaanusson, 1964).

6,8 м в скважине Филе Хайдар и около 11,5 и 8,3 м в окрестности Фяка). Кроме того, вблизи принятой границы (в интервале 94—101 м) в разрезе скважины Смедсбю Горд отмечены массовые скопления *Echinosphaerites*, очень характерные для верхов кукрузеского горизонта и нижней части идавереского в Юго-Восточной Эстонии, а в некоторой степени также для верхов ампиксовых слоев и нижней части нижних хасмопсовых слоев в районе Осло (Störmer, 1953, стр. 62 и 64). Этот факт может из-за большого расстояния оказаться случайным, но тем не менее его нельзя не учитывать при сопоставлении слоев в качестве второстепенного критерия.

Более или менее точное проведение границы между кукрузеским и идавереским горизонтами в грабене Осло на основе имеющихся данных, видимо, невозможно. Ампиксовый известняк (4aβ) беден фауной (Störmer, 1953, стр. 62), а наши знания о вертикальном распространении отдельных ее представителей еще очень отрывочны. Что касается вышележащего нижнего хасмопсового сланца (4bα), то только работами последнего десятилетия (Störmer, 1953; Spjeldnaes, 1957a) установлено, что он состоит из нескольких биостратиграфических подразделений. Н. Спьельднэс (Spjeldnaes, 1957a, стр. 198) различает в пределах слоев 4aα три части. В нижней части присутствуют редкие представители плектамбонитид и только местные виды, такие, как представители рода *Salopia* и других ортид. Фауна средней части данной толщи бедна и плохо изучена. Только в верхней части толщи, охватывающей слои между метабентонитовыми прослоями и надметабентонитовый комплекс, встречается богатая новая фауна. Последняя, видимо, по меньшей мере в основной своей части, одновозрастна с кейласким горизонтом (см. стр. 72).

Таким образом, из-за редкой фауны и слабой ее биостратиграфической изученности, а также незначительного количества общих с восточными районами форм имеющаяся информация об отложениях 4aβ и нижней, основной части 4bα района Осло явно не достаточна не только для проведения границы между кукрузеским и идавереским горизонтами, но и для более или менее уверенного выделения эквивалентов идавереского и йыхвиского горизонтов. В этом отношении мало помогают нам и элементы прибалтийской фауны, содержащиеся в отложениях других районов (в частности, в районе Лангесунн и Сандсвер), так как они сопоставляются с типовым разрезом района Осло далеко еще не однозначно.

В районе Осло и Лангесунн аналоги кукрузеских отложений представлены ампиксовым известняком (4aβ) мощностью 50—60 м, в районе Рингерике — ампиксовым сланцем мощностью не менее 20 м (Störmer, 1953, стр. 62, 73 и 83). В северных районах грабена Осло (северная часть района Хаделанн, район оз. Мьёса) кукрузескому горизонту соответствует, видимо, нижняя часть алевритистых сланцев с *Robergia* мощностью около 30 м в Рингсакере. В этих слоях содержатся *Ampyx costatus* и *Nileus* ex gr. *armadillo* (Störmer, 1953, стр. 109).

В Северной Польше, по меньшей мере в восточных разрезах (скважины Бартошице и Голдап), кукрузеский горизонт, видимо, представлен детритовыми и оолитовыми известняками с фауной *Echinosphaerites*. Эти слои Е. Томчикова (Tomczykowa, 1964, табл. 1) условно относит еще к зоне *Glyptograptus teretiusculus*, но по аналогии с разрезами Средней Прибалтики правильнее рассматривать их как отложения зоны *Nemagraptus gracilis*. Они здесь в ряде случаев подстилаются глинистыми, отчасти детритовыми известняками с *Nileus*, представляющими, очевидно, отложения ласнамягиского и ухакуского горизонтов. Последние

в свою очередь подстилаются преимущественно красновато-коричневыми известняками, относящимися уже к азерискому, кундаскому и волховскому горизонтам. Точно выделить отложения кукрузеского горизонта, а также нижележащих горизонтов в Северной Польше можно будет только после детального изучения фауны (в частности, остракод) соответствующих разрезов.

В северо-западной части Сконе отложения кукрузеского возраста представлены граптолитовыми сланцами зоны *Nemagraptus gracilis*, слагающими верхние слои так называемых нижних дицеллограптовых сланцев. Мощность этих отложений достигает в скважинах Фогельсонг и Коянген 6,6 м (Hede, 1951; Nilsson, 1960). В юго-восточной части Сконе данная зона, возможно, представлена так называемыми слоями с *Trinucleus bronni*, мощность которых составляет 0,6—0,7 м. Эти слои сложены внизу микрокристаллическими известняками и мергелями с фосфоритовой галькой, наверху — сланцами и содержат, кроме номинального вида, *Lonchodomas rostratus* (Sars), *Telephina granulata* (Ang.), *Nileus* aff. *armadillo* Dalm., *Sericoidea restricta* (Hadd.) и др. (Funkquist, 1919; Hadding, 1958; Nilsson, 1951). Следует отметить, однако, что часть скандинавских авторов считает рассматриваемые слои с *Trinucleus bronni* отчасти одновозрастными по меньшей мере со слоями с *Trinucleus bronni* грабена Осло, т. е. с зоной *Glyptograptus teretiusculus* (см. стр. 44).

На о-ве Борнхольм аналоги кукрузеских отложений представлены граптолитовыми сланцами зоны *Diplograptus toernquisti* со слоем фосфоритового конгломерата у основания, суммарной мощностью 0,65 м (Poulsen, 1936, 1960).

Идавереский горизонт (C_{III})

Стратиграфия идавереского горизонта в стратотипической местности и вопрос о его самостоятельности в течение долгих лет (1920—1945) оставались запутанными ввиду зарастания старых обнажений и недостаточности изучения нового кернового материала. Из авторов того времени правильно понимал самостоятельность данного горизонта и пользовался им лишь Б. П. Асаткин (1931). Наряду с собственно идаверескими (итферскими) слоями (C_3) он выделил на территории Ленинградской области еще особые, губковые слои (C_4), получившие впоследствии название шундоровских (Алихова, 1953). Согласно принятой в настоящее время стратиграфической схеме ордовика Прибалтики, мы рассматриваем губковые (шундоровские) слои Б. П. Асаткина не в качестве самостоятельного горизонта, а включаем их как верхний (шундоровский) подгоризонт в состав идавереского горизонта.

В Эстонии в указанный период (Bekker, 1924, 1925; Öpik, 1928—1930) отложения идавереского горизонта специально не выделялись и трактовались отчасти как верхи кукрузеского горизонта, а отчасти как низы йыхвиского; наряду с этим верхняя часть собственно кукрузеского горизонта ошибочно рассматривалась в качестве идавереских слоев (C_3 схемы Беккера 1924 г. и $C_3\alpha$ схемы Эпика 1928—1930 гг.).

Благодаря работам послевоенных лет (Jaanusson, 1945; Мянниль, рукописные работы 1947, 1950 гг.; Рыымусокс, 1956, 1957), отложения идавереского горизонта стали в стратотипической местности снова выделяться в качестве самостоятельной стратиграфической единицы. В качестве гипостратотипа принимается нижняя часть разреза карьера Алувере, в котором П. Раймонд (Raymond, 1916) впервые установил верхнюю границу горизонта (по исчезновению *Echinosphaerites*). В данном

разрезе идавереский горизонт подразделяется на две пачки (сверху вниз):

2,87 м — синевато-серые глинистые известняки с прослоями глинистых мергелей, с отдельными маломощными (1—5 см) прослоями метабентонита в верхней части пачки (соответствуют шундоровскому подгоризонту, $C_{III}\beta$);

0,97 м — светло-серые крепкие и глинистые известняки (соответствуют оямааскому подгоризонту, $C_{III}\alpha$).

Нижней границей горизонта служит в стратотипической местности резко выраженная двойная поверхность перерыва, а верхняя проводится условно по верхнему основному прослою (b) метабентонита. Для нижнего подгоризонта характерен руководящий, но довольно редко встречающийся трилобит *Chasmops wrangeli* Schmidt, для верхнего — часто встречающиеся спикулы корневых пучков губки *Pyritonema subulare* Roem.

Благодаря литологическим особенностям (частые прослои глинистых мергелей в $C_{III}\beta$, легко узнаваемая пачка крепких известняков $C_{III}\alpha$, наличие прослоев метабентонита) и находкам *Pyritonema*, идавереский горизонт довольно легко прослеживается по кернам буровых скважин на значительной части территории Эстонии и Ленинградской области. Тем не менее, как мы уже указывали раньше (Мянниль, 1963а), в ряде буровых разрезов Ленинградской и Псковской областей идавереский горизонт (C_{III}) трактовался Т. Н. Алиховой (1953, 1960а) неправильно — в его состав она включила также отложения йыхвиского горизонта и нижней части кейлаского. Это было вызвано тем, что Т. Н. Алихова считала *Pyritonema* руководящим видом шундоровского подгоризонта, в то время как он в действительности имеет более широкий диапазон вертикального распространения (см. Мянниль, 1963а, стр. 26—27). В связи с указанным обстоятельством, принятая нами в настоящей работе мощность идавереского горизонта по ряду скважин Прибалтики и северо-западным районам РСФСР значительно отличается от мощности, приведенной Т. Н. Алиховой (1960а). Южнее линии скважин Охесааре—Пярну—Выхма—Лаэва—Луга *Pyritonema* в идавереском горизонте отсутствует (см. стр. 149) и достоверно выделить его в разрезах буровых скважин в большинстве случаев удается только на основании изучения остракод.

По линии разрезов Савала—Карула (рис. 17) видно, что между скважинами Каагвере и Отепя мощность идавереского горизонта довольно резко уменьшается: на севере юго-восточной части Эстонии она составляет 12,8—17,2 м, на юге — лишь 4—4,9 м. Такое уменьшение закономерно и находится в соответствии с повсеместно незначительными мощностями данного горизонта в Средней и Южной Прибалтике.

Из-за небольшой мощности и отсутствия характерных для нее в Северной Прибалтике остатков губки *Pyritonema* исследователи пришли вначале к заключению об отсутствии верхней части идавереского горизонта в Средней и Южной Прибалтике и о наличии перерыва, соответствующего слоям $C_{III}\beta$—D_{III} (Алихова и др., 1954; Люткевич и Пейсик, 1957, стр. 107). Последующие исследования, однако, указали на наличие здесь как идавереского, так и вышележащих горизонтов. Тем не менее выделение идавереского горизонта в конкретных разрезах ввиду недостатка фактического материала, в частности из-за отсутствия микрофаунистической характеристики отложений, в настоящее время связано еще с большими трудностями и может быть произведено лишь условно (рис. 21, 22, 24). В Южной Прибалтике рассматриваемый горизонт наиболее достоверно выделяется, видимо, в скважине Пренай,

где его мощность достигает примерно 5 м (интервал 679,6—684,6 м). Фаунистически он доказывается здесь находками *Platystrophia lynx lynx* (Eichw.), *Oepikina anijana anijana* (Öpik) и *Cyrtonotella concava* (Schm.). Дополнительным доказательством может служить находка в соответствующих слоях скважины Видзы наряду с *Cyrtonotella concava* (Schm.) также *Pentagonopentagonalis coronoideus* Jelt. nom. nud., который, по имеющимся данным, встречается только в шундоровском подгоризонте (Алихова, 1960а, стр. 41).

В Западной Латвии идаверескнй горизонт выделяется в настоящее время только условно на основании распространения метабентонитовых слоев и некоторого обновления фауны (см. рис. 8).

В Средней Швеции, как мы уже видели выше, идаверескому горизонту соответствует средняя часть свиты Далбю (= нижний хасмопсовый или лудибундусовый известняк ранних авторов), для которой характерен специфический комплекс фауны (см. стр. 54). Исчезновение кукрузеской фауны и появление указанного комплекса видов позволяет довольно уверенно провести нижнюю границу рассматриваемого горизонта в разрезах Даларне, Естерйётланда и Вестерйётланда (рис. 19 и 20). Однако фаунистических оснований для проведения верхней границы данного горизонта пока еще нет, поскольку вышележащий йыхвиский горизонт на территории Средней Швеции (и вообще в Скандинавии) не имеет характерного комплекса фауны или по меньшей мере таковой еще не выявлен. Поэтому в целях данной работы верхняя граница идавереского горизонта в Средней Швеции проведена условно, по аналогии со стратотипом, по кровле нижнего комплекса прослоев метабентонитов или по предположительно соответствующему ей условному уровню: в скважине Куллаторп на глубине 71,5 м, Стура Осботорп — 44,1 м и Смедсбю Горд — 91,9 м. Согласно принятым границам, мощность идавереского горизонта составляет в указанных точках соответственно 13,4, 3,9 и около 8 м (рис. 20).

В разрезе Фяка к идаверескому горизонту условно отнесена вся верхняя часть свиты Далбю, мощностью около 8,3 м, поскольку фауна, известная из комплекса метабентонитов данного разреза (Jaanusson, 1962, стр. 24), не отличается от обычного идавереского комплекса и содержит «*Orthis*» aff. *lyckholmiensis*, который пока известен только в отложениях данного горизонта.

В районе Осло идаверескому горизонту соответствует, видимо, нижняя, фаунистически очень плохо охарактеризованная часть низов хасмопсового сланца (4bα) мощностью около 18 м. Такая корреляция, основывающаяся на сопоставлении нижнего комплекса метабентонитов (см. стр. 67) и на распространении фауны в нижележащих слоях (*Ampyx costatus* и др.), находится в соответствии с заменой известковистых отложений глинистыми в основании данной толщи и в принятой за идаверескнй горизонт части свиты Далбю на горе Чиннекулле (ср. рис. 20). Согласно сопоставлениям норвежских исследователей (Störmer, 1953; Spjeldnaes, 1957а, стр. 197), этой толще в районе Лангесунн и Сандсвер должны грубо соответствовать эхиносферитовые слои мощностью около 60 м, а в средней части района Хаделанн и в районе Рингсакер — верхняя часть алевритистых слоев с *Robergia microphthalma* мощностью около 50 м (Störmer, 1953, стр. 109). Из фаунистических доказательств такой корреляции можно пока указать только на обилие *Echinosphaerites* и появление представителей группы вида *Chasmops conicophthalmus*. Последний вид (или близкая к нему форма) обнаружен нами теперь также в скважинах Юго-Восточной Эстонии, в слоях, непосредственно залегающих над кукрузеским горизонтом (см. рис. 12).

При выделении возрастных аналогов идавереского горизонта в Сконе существенное значение снова приобретают прослои метабентонитов, так как лишь они, видимо, позволят сопоставлять известняковые отложения данного горизонта с граптолитовыми зонами. Как показали исследования Р. Нильсона (Nilsson, 1960), граница между зонами *Nemagraptus gracilis* и *Diplograptus multidens* располагается в разрезе скважины Коянген в северо-западной части Сконе на 19 м ниже основного комплекса метабентонитов, соответствующего, по всей вероятности, метабентонитовым слоям XXII—XXIV района Осло (см. рис. 24). Если это так, то идавереский горизонт целиком, а также йыхвиский и, возможно, кейлаский (или часть его) должны соответствовать зоне *Diplograptus multidens* (ср. Jaanusson, 1960b, стр. 350). Согласно этому в районе Фогельсонг идаверескому и йыхвискому горизонтам должна соответствовать нижняя часть средних дицеллограптовых сланцев, суммарной мощностью 19 м (интервал 41,7—60,7 м в скважине Коянген). В этот комплекс, видимо, входят также кремнистые сланцы свиты Суларп, точное месторасположение которой, однако, на основании опубликованных данных выяснить не удалось. В настоящей работе к идаверескому горизонту отнесена нижняя часть сланцев зоны *Diplograptus multidens*, условной мощностью 10 м. Из последних литологически и фаунистически охарактеризованы (Nilsson, 1960) пока лишь самые низы мощностью около 2,7 м. В районе Рёстонга мощность аналогов идавереского горизонта, как это можно судить по большей суммарной мощности средних дицеллограптовых сланцев, видимо, в 1,5—2 раза больше, чем в районе Фогельсонг. В юго-восточной же части Сконе мощность аналогов идавереского горизонта сильно сокращена. Здесь, по имеющимся данным (Funkquist, 1919; и др.), на слоях с *Trinucleus bronni* непосредственно залегают кремнистые сланцы свиты Суларп мощностью 4 м, которые покрываются так называемым ампиксовым известняком. Корреляция этих отложений с таковыми северо-западных районов Сконе еще не ясна. В настоящей работе к идаверескому горизонту условно отнесена нижняя часть сланцев Суларп. На о-ве Борнхольм идаверескому горизонту соответствуют, очевидно, самые низы средних дицеллограптовых сланцев (Hadding, 1915a, 1915b). Мощность соответствующей части разреза не установлена, но она, вероятно, не превышает нескольких метров.

В Северной Польше идаверескому горизонту соответствует, по-видимому, нижняя часть нерасчлененной толщи детритовых известняков с *Chasmops*, *Lonchodomas rostratus*, *Panderia*, *Diplograptus multidens* и др., залегающих обычно между слоями с *Echinosphaerites* и черными граптолитовыми сланцами с *Dicranograptus clingani* (см. Tomczykowa, 1964). Верхняя часть этой маломощной (5—10 м) толщи, по всей вероятности, соответствует йыхвискому и кейласкому горизонтам.

Йыхвиский горизонт (D_1)

В стратотипической местности йыхвиский горизонт слагается синевато-серыми комковатыми, обычно тонкослоистыми глинистыми детритовыми известняками мощностью 10,5 м.

Нижняя граница горизонта проводится условно по метабентонитовому слою b, верхняя — по подошве главного слоя метабентонита (слой d). По всему выходу горизонт довольно хорошо выделяется на основании характерного комплекса фауны (звездочками отмечены руководящие для горизонта виды):

Chasmops maximus (Schm.),
* *Ch. wenjukowi* (Schm.),
* *Hemisphaerocoryphe pseudohemicranium* (Nieszk.),
* *Asaphus (Neoasaphus) jevensis* Schm.,
Pseudocrania depressa (Eichw.),
Platystrophia lynx lynx (Eichw.),
Clitambonites schmidti epigonus Öpik,
Porambonites schmidti Noetl.,
Mastopora concava Eichw.,
* *Pachydictya cyclostomoides* (Eichw.),
Hemicosmites extraneus Eichw.,
Tallinnopsis memorabilis (Neckaja)
Carinobolbina carinata (Krause)
Polyceratella aluverensis Sarv
Disulcina interminata Sarv и др.

Несмотря на специфический комплекс фауны, выделить горизонт по кернам буровых скважин уже в Прибалтике за пределами распространения пограничных прослоев метабентонитов очень трудно (см. Мянниль, 1963а, стр. 26—27). Это связано, с одной стороны, с ограниченным количеством и относительной редкостью руководящих видов, в частности остракод, а с другой — примерно с такой же территориальной ограниченностью распространения типичного для стратотипа комплекса фауны, как это наблюдается у большинства других подразделений вируской и отчасти харьюской серии Балтоскандии. Последнее обстоятельство хорошо иллюстрируется материалом из кернов скважин юго-восточной части Эстонии.

По данным этих скважин (рис. 13, 14 и 17), на нижней границе йыхвиского горизонта (возможно, отчасти уже несколько ниже ее) исчезают все характерные для кукрузеского горизонта виды, за исключением *Steusloffia costata и Sigmobolbina* n. sp., и появляется целый комплекс новых видов:

Sigmobolbina porchowiensis (Neck.)
Piretella triebeli Schallr.
Oecematobolbina latonoda Schallr.
Platybolbina rima Schallr.
Sigmobolbina cf. *cyclopa* Schallr.
Sigmoopsis rostrata (Krause)
Baltonotella n. sp.
Uhakiella n. sp.
Rectella sp. и др.

Часть этих видов в данном районе на верхней границе йыхвиского горизонта исчезает, а часть переходит в кейлаский горизонт (по меньшей мере в D$_{II}\alpha$).

Площадное распространение приведенного комплекса остракод за пределами юго-востока Эстонии еще не выявлено, и остракоды данной части разреза на преобладающей территории бассейна изучены еще очень слабо или вообще не изучены. Это препятствует применению данного биостратиграфического критерия для выделения йыхвиского горизонта в районах, удаленных от стратотипического.

Тем не менее выделению йыхвиского горизонта в ряде районов Северо-Запада СССР помогает довольно хорошо уловимое обновление фауны, приуроченное к основанию верхнего (лаагриского) подгоризонта кейлаского горизонта (D$_{II}\beta$), залегающему обычно лишь на несколько метров выше кровли йыхвиского горизонта. На этом стратиграфическом уровне или появляются впервые, или становятся относительно частыми такие характерные кейлаские формы, как

Strophomena asmusi (Vern.)
Clinambon anomalus (Schloth.)
Platystrophia crassoplicata Alich.,
Dalmanella kegelensis Alich.

Этот уровень, как нам удалось недавно показать (Мянниль, 1963а, стр. 28), в буровых разрезах западной и южной частей Ленинградской области, а также в Псковской области трактовался Т. Н. Алиховой (1960а, стр. 21—22 и др.) как подошва «иевского» яруса, т. е. как основание йыхвиского горизонта принятой нами схемы.

В разрезах Средней и Южной Прибалтики йыхвиский горизонт из-за недостатка палеонтологического материала можно в настоящее время выделять лишь условно. В Южной Прибалтике он, видимо, наиболее

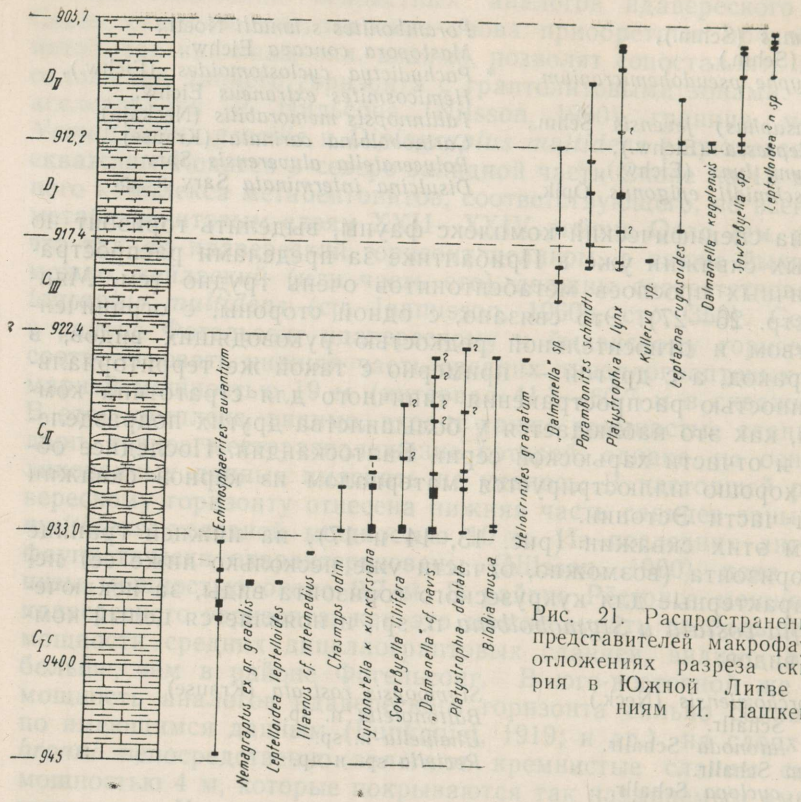


Рис. 21. Распространение характерных представителей макрофауны в вируских отложениях разреза скважины Калвария в Южной Литве (по определениям И. Пашкевичюса).

достоверно выделяется в разрезе скважины Калвария (рис. 21), где достигает условной мощности 5,2 м (интервал 912,2—917,4 м). Нижняя граница горизонта здесь условная и проведена по находке *Kullervo* sp. (глубина 918,1 м), характерного для нижележащего горизонта, и *Leptaena* cf. *rugosoides* Orasp. (глубина 916,5 м), характерного для йыхвиского и кейлаского горизонтов. Верхняя граница горизонта проведена по исчезновению «*Dalmanella*» sp. (мелкая форма) и *Porambonites* cf. *baueri* Noetl. (на рис. 21 не указан), а также по появлению *Dalmanella kegelensis* Alich. и *Sowerbyella* sp. Менее достоверно выделяется рассматриваемый горизонт в разрезе скважины Укмярге (рис. 22), где ему, видимо, соответствует однородная толща мергелей мощностью около 6 м, содержащая *Platystrophia lynx lynx* (Eichw.), *Pseudocrania* cf. *depressa* (Eichw.), *Porambonites* cf. *baueri* Noetl. и др.

Довольно трудно выделяется йыхвиский горизонт также в разрезе скважины Крякянава (рис. 24), но можно предполагать, что ему соответствует здесь интервал 938,8—946 м, сложенный зеленоватыми мергелями с редкими прослоями детритовых известняков. Этот интервал характеризуется, по данным Ю. Пашкевичюса, присутствием *Platystrophia lynx lynx* (Eichw.), *Cyrtonotella* sp., *Leptaena* sp., «*Dalmanella*» n. sp. и др. и залегает непосредственно ниже интервала, который по аналогии с разрезами Юго-Западной Эстонии следует отнести уже к кейласкому горизонту (см. стр. 74). Нижняя граница йыхвиского горизонта в скважине Крякянава, однако, условная, так как нижележащая толща имеет такой же литологический характер и лишена характерного комплекса фауны. Она может быть отнесена к идаверескому горизонту пока только условно.

В Западной Латвии йыхвиский горизонт выделяется на основании имеющихся данных более или менее достоверно пока только в скважине Адзе (рис. 8), где он залегает, видимо, между двумя тонкими прослоями метабентонитов и достигает мощности лишь в 1,2 м. Горизонт выделяется здесь по аналогии с разрезами островов Сааремаа, Хийумаа, Готланд и Готска Сандё, причем его верхняя граница определяется находкой непосредственно выше ее остракоды *Parapyxion obesum* (Thorsl.), характерной для известняка Скаген (=D_{II}).

Перейдем к разрезам материковой части Средней Швеции. По представлениям В. Яануссона (Jaanusson, 1960b, стр. 350—354), йыхвискому горизонту соответствует верхняя, надбентонитовая часть лудибундусового известняка (в широком смысле), выделенная недавно (Skoglund, 1963; Jaanusson, 1964) в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения — известняка Скаген. Эта корреляция, видимо, основывается на широко распространенном в литературе предположении о соответствии йыхвиского и кейлаского горизонтов верхнему хасмопсовому (макроурусовому) известняку в широком смысле (Thorslund, 1940; Jaanusson and Strachan, 1954; Мянниль, 1959а, б; Рыымусокс, 1960а, б и др.). Корреляция эта опирается в основном на присутствие в йыхвиском горизонте Прибалтики трилобита *Chasmops maximus* (Schm.), который, согласно Э. Варбург (Warburg, 1925), возможно, тождествен с руководящим для макроурусового известняка видом *Chasmops macrourus* Sjögr. (см. Thorslund, 1940, стр. 124). В дополнение к этому впоследствии в йыхвиском горизонте мыса Пыызаспеа были установлены *Amplexograptus* cf. *fallax* Bulman и *Climacograptus skagensis* Jaan. et. Skogl., которые в Вестерйётланде известны из известняка Скаген (Jaanusson and Skoglund, 1963).

Однако А. Рыымусокс (1953) обнаружил *Chasmops macrourus* Sjögr. (=? *Ch. extensus* (Boeck) в оандуском горизонте Эстонии и доказал,

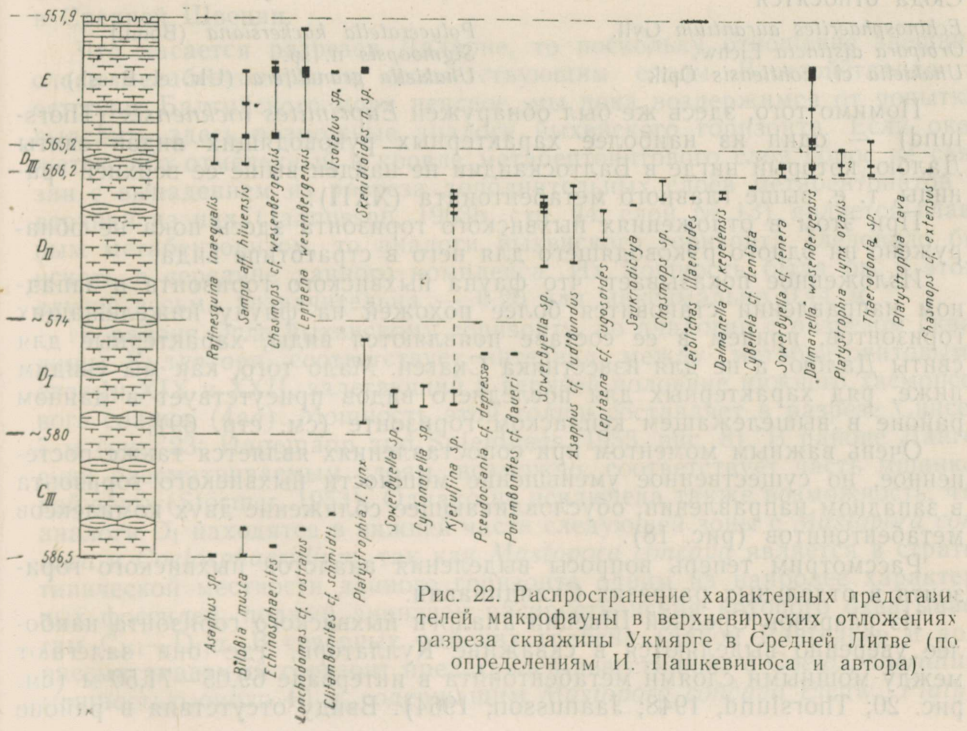


Рис. 22. Распространение характерных представителей макрофауны в верхневируских отложениях разреза скважины Укмярге в Средней Литве (по определениям И. Пашкевичюса и автора).

что этот вид не идентичен с *Chasmops maximus*, встречающимся в нижележащих йыхвиском и кейласком горизонтах. Что касается указанных граптолитов, то наши знания о их вертикальном распространении основываются пока только на единичных находках (по меньшей мере это относится к разрезу Северной Эстонии). Кроме того, обнаруженный в йыхвиском горизонте у Пыызаспеа *Pseudoclimacograptus* cf. *scharenbergi* встречается довольно часто в идавереской и кукрузеской частях свиты Далбю (см. Jaanusson, 1964, стр. 15 и 24; 1963, стр. 25; Jaanusson and Skoglund, 1963, стр. 350). Поскольку он в известняке Скаген пока вообще не встречен, находка его в йыхвиском горизонте говорит о более древнем возрасте последнего по сравнению с известняком Скаген. Далее, *Climacograptus skagensis* Jaan. et Skog. установлен также в свите Далбю (Jaanusson and Skoglund, 1963, стр. 356), так что корреляционное значение и этого вида не так уже велико. Остается еще *Amplexograptus* cf. *fallax* Bulman, наличие которого в Балтоскандии основывается лишь на находках фрагментарных рабдосом из обнажения Пыызаспеа и с двух уровней скважин Моссен и Куллаторп Вестерйётланда.

Указанные критерии сопоставления отложений йыхвиского горизонта Эстонии с известняком Скаген Средней Швеции, на наш взгляд, не являются убедительными и в сущности не противоречат принятой нами корреляции отложений D_1 с верхами свиты Далбю, точнее со слоями, залегающими в разрезах Синсен (Осло) и скважины Куллаторп между двумя комплексами метабентонитов (между слоями XIX и XXII по нумерации Н. Спьельднэса). В пользу такой корреляции говорят прежде всего следующие обстоятельства.

В йыхвиском горизонте западных разрезов материковой части Эстонии (скв. Пярну) присутствует определенный элемент фауны, который в стратотипическом районе известен только из нижележащих слоев. Сюда относятся

Echinosphaerites aurantium Gyll.
Orbipora distincta Eichw.
Uhakiella cf. *kohtlensis* Öpik
Polyceratella kuckersiana (Bonn.)
Sigmoopsis n. sp.
Uhakiella granulifera (Ulr. et Bassl.)

Помимо того, здесь же был обнаружен *Euprimites locknensis* (Thorslund) — один из наиболее характерных руководящих видов свиты Далбю, который нигде в Балтоскандии не найден выше ее верхней границы, т. е. выше главного метабентонита (XXII).

При этом в отложениях йыхвиского горизонта здесь пока не обнаружено ни одного руководящего для него в стратотипе вида.

Изложенное показывает, что фауна йыхвиского горизонта в западном направлении становится более похожей на фауну нижележащих горизонтов, причем в ее составе появляются виды, характерные для свиты Далбю, а не для известняка Скаген. Мало того, как мы увидим ниже, ряд характерных для последнего видов присутствует в данном районе в вышележащем кейласком горизонте (см. стр. 69).

Очень важным моментом при сопоставлениях является также постепенное, но существенное уменьшение мощности йыхвиского горизонта в западном направлении, обусловливающее сближение двух комплексов метабентонитов (рис. 18).

Рассмотрим теперь вопросы выделения аналогов йыхвиского горизонта в отдельных разрезах Скандинавии.

Из разрезов Средней Швеции аналоги йыхвиского горизонта наиболее уверенно выделяются в скважине Куллаторп, где они залегают между мощными слоями метабентонита в интервале 69,05—71,50 м (см. рис. 20; Thorslund, 1948; Jaanusson, 1964). Ввиду отсутствия в районе

Северного Биллингена и Естерйётланда четких аналогов нижнего комплекса метабентонитов отложения горизонта D_I могут быть здесь выделены лишь условно, исходя из расположения в разрезах главного метабентонита и литологического характера нижележащих слоев. На этом основании мы относим условно к йыхвискому горизонту известняки интервала 42,92—44,10 м в скважине Стура Осботорп и интервала 89,1—91,9 м в скважине Смедсбю Горд.

Из указанных интервалов двух упомянутых скважин известны только следующие представители фауны (Thorslund, 1948; Jaanusson, 1962, 1964):

Asaphus (Neoas.) cf. *ludibundus* Törnq.
Trinodus sp.
Chasmops sp. indet.
«Ampyx» sp. indet.
Sericoidea restricta (Hadding)
«Dalmanella» sp.
Bimuria peregrina Jaan.
Actinochilina suecica (Thorsl.)
Euprimites locknensis (Thorsl.)
Steusloffia costata (Linnarss.)
Conchoprimitia cf. *conchoides* (Hadding)
Sigmobolbina sp.
Platybolbina sp.
Uhakiella sp.
Climacograptus sp. indet.

Приведенный список не содержит ни одного характерного для йыхвиских слоев в стратотипической местности вида. Необходимо, однако, учесть, что Вестерйётланд и Естерйётланд принадлежат к другим фациальным зонам. Наряду с этим в данном комплексе отсутствуют также формы, характерные, с одной стороны, для нижней части свиты Далбю (см. табл. 3), а с другой — для известняка Скаген. Это говорит о возможной биостратиграфической самостоятельности рассматриваемых слоев.

Тем не менее приведенный список фауны является единственной информацией о фауне слоев, которые мы в настоящей работе рассматриваем в качестве условных возрастных аналогов йыхвиского горизонта в Средней Швеции.

Что касается разрезов Даларне, то поскольку отношение здешних слоев метабентонитов к соответствующим слоям Вестерйётланда и островов Балтийского моря неясное, мы пока воздержимся от попытки выделить здесь возможные аналоги йыхвиского горизонта. Если окажется, что отмеченный в кровле метабентонитового слоя сброс не связан с выпадением из разреза дополнительных слоев метабентонитов и верхний из них (Jaanusson, 1963b, стр. 24, слой № 13) является главным метабентонитом, то аналоги йыхвиского горизонта следовало бы искать в середине данного комплекса. Их мощность была бы в этом случае весьма незначительна — 0,20 или максимально 0,44 м.

В районе Осло йыхвискому горизонту, по аналогии с разрезом скважины Куллаторп, соответствует интервал между метабентонитовыми слоями XIX и XXII, залегающий в верхней половине нижнего хасмопсового сланца (4aα). Мощность этой толщи составляет в разрезе Синсен 7 м (рис. 23; Hagemann and Spjeldnaes, 1955, рис. 8). В районе Лангесунн рассматриваемым слоям, возможно, соответствует часть мшанковой зоны (Störmer, 1953). Однако не исключена также возможность, что аналоги D_I находятся в нижней части следующей зоны с *Mastopora concava* и *Coelosphaeridium*, так как *Mastopora concava* является в стратотипической местности данного горизонта одним из наиболее характерных фоссилей, полный диапазон распространения которого охватывает там C_{III}—$D_{II}\alpha$. В северных районах грабена (район Рингсакер и др.) рассматриваемый горизонт представлен известняком с *Coelosphaeridium* мощностью около 40 м, содержащим *Mastopora concava* Eichw., *Platys-*

trophia lynx (Eichw.), *Chasmops* cf. *conicophthalmus* (Boeck), *Coelosphaeridium cyclocrinophilum* Roem., *Illaenus glaber* Kjerulf, *Porambonites* cf. *baueri* Noetl., *Asaphus* (*Neoas.*) *ludibundus* Törnq., *Strophomena steinari* Spjeldn., *Oepikina dorsata media* (Öpik) и др. (Störmer, 1953; Spjeldnaes, 1957a, c; Henningsmoen, 1960b). Эти слои уже давно считаются возрастными аналогами йыхвиских отложений (Holtedahl, 1909; Raymond, 1916).

На северо-западе Сконе, в районе Фогельсонг, йыхвиский горизонт представлен, по-видимому, комплексом граптолитовых сланцев, соответствующим верхней половине интервала 41,7—60,7 м в разрезе скважины Коянген (см. Nilsson, 1960). Условная мощность этой части разреза принята в настоящей работе примерно в 9 м. В указанный интервал, видимо, входят также сланцы свиты Суларп (Lindström, 1953), широко известные в литературе под названием сланца с *Orthis* (Linnarsson, 1879), или зоны *Calymene dilatata* (Tullberg, 1882a). Эти сланцы отличаются сравнительно разнообразной фауной (*Ampyx costatus* Boeck, *Asaphus glabratus* (Ang.) (=? *Asaphus ludibundus* Törnq.), *Climacograptus bicornis* (Hall), *Ctenodonta pulchellula* Lindstr., *Echinosphaerites aurantium* (Gyll.), *Conchoprimitia conchoides* (Hadd.), *Pyritonema* cf. *subulare* (Roem), *Remopleurides sexlineatus* (Ang.), *Onniella bancrofti* (Lindstr.), *Sericoidea restricta* (Hadding), *Platycalymene dilatata* (Tullb.) и др.) и содержат прослой метабентонитов. Не исключена возможность, однако, что часть сланцев Суларп рассматриваемого района более древнего возраста, чем йыхвиский горизонт.

В юго-восточной части Сконе мы относим к данному горизонту условно верхнюю часть сланцев Суларп. На о-ве Борнхольм к нему относится, видимо, небольшая часть средних дицеллограптовых сланцев.

Кейлаский горизонт (D_{II})

Стратиграфия кейлаского горизонта в Северной Эстонии рассматривалась нами в специальной статье (Мянниль, 1958б), так же как и вопросы его выделения в разрезах буровых скважин западной части Ленинградской области (Мянниль, 1963а, стр. 26—29). В последней статье, в связи с ранее принятым сопоставлением данного горизонта с нижней частью зоны *Dicranograptus clingani* (Jaanusson and Strachan, 1954; Обут, 1960; Jaanusson, 1960b), нами был поднят вопрос о возможном пересмотре в дальнейшем нижней границы рассматриваемого горизонта. Такая постановка вопроса была вызвана тем, что данные о вертикальном распространении фауны в стратотипическом районе, особенно в Восточной Эстонии и западной части Ленинградской области, ясно показали, что в указанных районах фаунистические изменения в подошве горизонта менее существенны, чем в основании его верхнего (лаагриского) подгоризонта (Мянниль, 1963а). Данные о распространении фауны в Шведско-Латвийской фациальной зоне, а также отсутствие четких критериев сопоставления и принятый в настоящей работе вариант сопоставления кейлаского горизонта с верхней частью зоны *Diplograptus multidens* (см. стр. 77) пока исключают необходимость в пересмотре положения данной границы в Северной Прибалтике.

Итак, в стратотипическом районе кейлаский горизонт принимается нами здесь в прежнем объеме (Jaanusson, 1945; Мянниль, 1958б, 1963а).

При сопоставлении отложений кейлаского горизонта с его аналогами в Скандинавии, а также с отложениями граптолитовых фаций Северной

Польши существенное значение приобретают маркирующие прослои метабентонитов.

Эти прослои в Северной Эстонии, Западной Латвии (в частности, по данным скважины Адзе), на островах Сааремаа, Хийумаа, Готланд и Готска Сандё, в Даларне, в Естерйётланде, Вестерйётланде и, наконец, в районе Осло образуют два основных комплекса, разделенных между собой более или менее мощной толщей пород, практически лишенных метабентонитовых прослоев (рис. 23). Нижний комплекс слагается многочисленными тонкими прослоями и приурочен в районе Осло к средней части слоев 4bα^1 (Hagemann and Spjeldnaes, 1955), в Средней Швеции к средней части свиты Далбю (Thorslund, 1958a; Jaanusson, 1964) и в Северной Прибалтике к верхней половине идавереского горизонта. В районе Осло рассматриваемый комплекс содержит не менее 20 прослоев (по индексации Н. Спьельднэса — слои I—XIX) и достигает мощности 8,5 м, в районе горы Чиннекулле (Вестерйётланд) число слоев не менее 17, а мощность комплекса около 4 м, в Северо-Восточной Эстонии — не менее 6—7 слоев при мощности комплекса около 1,5 м. В Западной Латвии рассматриваемый комплекс, видимо, достигает мощности 2,3 м и содержит не менее десяти тонких прослоев метабентонитов (по разрезу скв. Адзе). В Естерйётланде, а также местами в Вестерйётланде и Даларне число метабентонитовых прослоев незначительно, что может быть объяснено неблагоприятными для них условиями накопления (Jaanusson, 1964, стр. 46—47). В разрезах островов Балтийского моря мощность рассматриваемого комплекса относительно небольшая, так же как и расстояние его от верхнего комплекса метабентонитов.

Верхний комплекс метабентонитов слагается одним мощным глав-

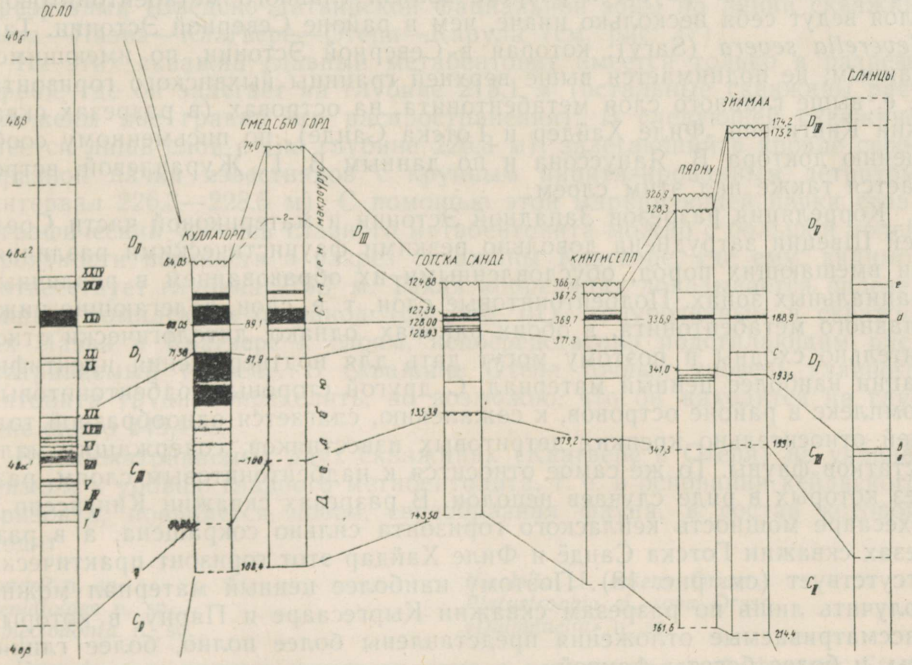


Рис. 23. Сопоставление слоев метабентонитов и вмещающих их отложений Скандинавии и Северной Прибалтики.

ным слоем (слой XXII по индексации Н. Спельднэса, слой d по индексации Э. Юргенсон, 1958), за которым на некотором расстоянии следует его постоянный спутник (слой e) или спутники (слои XXIII и XXIV). Этот комплекс залегает в районе Осло в основании слоев $4b\alpha^2$, в Средней Швеции на границе свит Далбю и Скаген и в Прибалтике в основании кейлаского горизонта. В районе Осло главный слой достигает мощности 1,3 м, в Вестерйётланде — 1,8 м, в Естерйётланде — 1,2 м, на о-ве Сааремаа — 0,43 м, в районе г. Таллина — 0,25 м, в Восточной Эстонии — около 0,1 м.

Большое сходство основных метабентонитовых комплексов в разрезах верхней части вируских отложений в Скандинавии и Прибалтике и характер их расположения нельзя объяснить чем-либо иным, кроме их одновозрастности на всей рассматриваемой территории. В Скандинавии, например в районе Осло и в Средней Швеции, идентичность нижнего комплекса метабентонитов и главного их слоя (XXII) принята многими исследователями (Hagemann and Spjeldnaes, 1955; Thorslund, 1958a; Jaanusson, 1964, стр. 47) и не вызывает сомнения. То же самое можно сказать относительно нижнего комплекса и главного слоя (d) в пределах Северной Прибалтики, включая разрезы эстонских и шведских островов (Мянниль, рукописные работы 1947 и 1950 гг., 1958б, 1963а; Рыымусокс, 1960а; Кала и др., 1962; Юргенсон, 1958). Что касается района островов, то, несмотря на сильно сокращенную мощность вмешающих известняков, идентичность главного слоя во всех пройденных здесь скважинах к настоящему времени доказана как постепенным прослеживанием отдельных слоев по площади [по линиям Пярну—Кингисепп—Филе Хайдар (рис. 18) и Сельякюла—Кыргессааре—Готска Сандё], так и фаунистической характеристикой вмещающих пород. В связи с последним необходимо отметить, что в районе островов некоторые элементы фауны в разрезе вблизи главного метабентонитового слоя ведут себя несколько иначе, чем в районе Северной Эстонии. Так, *Severella severa* (Sarv), которая в Северной Эстонии, по имеющимся данным, не поднимается выше верхней границы йыхвиского горизонта, т. е. выше главного слоя метабентонита, на островах (в разрезах скважин Кингисепп, Филе Хайдер и Готска Сандё), по письменному сообщению доктора В. Яануссона и по данным В. Г. Журавлевой, встречается также над этим слоем.

Корреляция разрезов Западной Эстонии и материковой части Средней Швеции затруднена довольно резкими фаунистическими различиями вмешающих пород, обусловленными их образованием в различных фациальных зонах. Подбентонитовые слои, т. е. слои, залегающие ниже главного метабентонита, в обоих районах, однако, литологически относительно сходны и поэтому могут дать для подтверждения идентификации наиболее ценный материал. С другой стороны, подбентонитовый комплекс в районе островов, к сожалению, слагается однообразной толшей относительно крепких детритовых известняков, содержащих мало остатков фауны. То же самое относится к надбентонитовым слоям, разрез которых в ряде случаев неполон. В разрезах скважин Кингисепп и Охесааре мощность кейлаского горизонта сильно сокращена, а в разрезах скважин Готска Сандё и Филе Хайдар этот горизонт практически отсутствует (см. рис. 18). Поэтому наиболее ценный материал можно получить лишь по разрезам скважин Кыргесааре и Пярну, в которых рассматриваемые отложения представлены более полно, более глинисты и более богаты фауной.

В составе фауны кейлаского горизонта в разрезе скважины Пярну В. Г. Журавлевой и Л. Сарвом обнаружены

Severella cf. *severa* (Sarv) (только $D_{II}\alpha$)
Uhakiella cf. *kohtlensis* Öpik (только $D_{II}\alpha$)
Uhakiella n. sp.
* *Platybolbina* cf. *rima* Schallr.,
Steusloffia cf. *costata* (Linnarss.),
* *Sigmobolbina* cf. *porchowiensis* (Neckaja) (= *Sigmobolbina? gunnari* (Thorslund)),

до сих пор на выходе данного горизонта нигде не найденные, но которые, с одной стороны, указывают на тесную связь этих отложений с подстилающими слоями в данном районе, а с другой — на определенное сходство с фауной известняка Скаген (соответствующие виды отмечены звездочкой). Следует сказать, что *Sigmobolbina porchowiensis*, по имеющимся данным, встречается в Западной Эстонии и Западной Латвии только в кейласком горизонте (она обнаружена здесь в скважинах Пярну, Руссалу, Мустла, Кярде и Стури), а в Швеции — только в известняке Скаген.

Из нижнего подгоризонта ($D_{II}\alpha$) кейлаского горизонта скважины Кыргессааре, наряду с обычными представителями кейлаской фауны прибалтийского типа (*Bichilina prima* Sarv, *Sigmobolbina ? auricularis* (Krause), *Schmidtella egregia* Sarv и др.), Л. Сарвом по двум предварительно отобранным пробам установлены следующие характерные для известняка Скаген виды:

Platybolbina cf. *rima* Schallr.,
Oecematobolbina cf. *latonoda* Schallr.,
Wehrlina wehrlii Schallr.,
Brevibolbina dornbuschi Schallr.

Их присутствие здесь не оставляет сомнения в правильности сопоставления главного метабентонита и говорит о том, что по меньшей мере нижний подгоризонт кейлаского горизонта определенно соответствует известняку Скаген.

Важным аргументом в пользу идентификации главного метабентонита является также корреляция стратотипического разреза Эстонии с разрезами Шведско-Латвийской фациальной зоны по линии скважин Ныва—Лаэва—Каагвере—Отепя—Карула (см. рис. 17).

Из этих скважин главный метабентонит имеется только в разрезе первой, где он залегает на глубине 215,1 м (остальные скважины расположены вне границ его распространения). В следующей скважине имеется лишь слой е (на глубине 226,3 м), залегающий в кровле своеобразной пачки известняков с крупным пиритизированным детритом (интервал 226,3—228,5 м). С помощью этой маркирующей пачки стратиграфический уровень главного метабентонита можно с большой долей вероятности перенести в разрез скважины Каагвере, где ему, видимо, соответствует глубина 275,7 м. Такая корреляция доказывается определенным комплексом остракод (см. стр. 61), приуроченным в скважинах Лаэва и Каагвере к слоям, непосредственно подстилающим рассматриваемый уровень. В скважине Отепя точный уровень главного бентонита трудно определить, но возможно, что он находится на глубине около 449,4 м.

В рассматриваемых двух скважинах (Каагвере и Отепя) на уровне, близком к уровню главного метабентонита, т. е. в основании кейлаского горизонта, появляется новая, своеобразная фауна, в состав которой входят

Sampo? n. sp.
Skenidioides n. sp.
Eoplectodonta n. sp.
Nicolella cf. *patens* Orasp.,
Platystrophia cf. *rava* Orasp.
«Dalmanella» n. sp.

Эта фауна, видимо, одновозрастна с так называемой фауной *Strophomena asmusi* кейлаского горизонта и, очевидно, широко распространена в Шведско-Латвийской фациальной зоне Прибалтики. Кроме Юго-

Восточной Эстонии, она известна также по скважинам Средней Литвы (Крякянава и Укмярге), где отложения кейлаского горизонта также представлены мергелями относительно большой мощности, содержащими обильные остатки фауны.

В Скандинавии аналогичная фауна известна по литературным данным (Spjeldnaes, 1957a, стр. 198—199) из района Осло—Аскер, где она характеризуется наличием *Eoplectodonta acuminata* (Holtedahl), *Oslomena osloensis* Spjeldn., *Ptychoglyptus valdari* Spjeldn., *Nicolella* sp., *Christiania holtedahli* Spjeldn., *Sampo* ? *oepiki* Whittington, *Steusloffia costata* (Linnarss.) и др. и появляется в середине нижнего хасмопсового сланца (4bα), т. е. на уровне главного метабентонита или недалеко от него. Некоторые представители этой фауны, в частности *Sampo*? n. sp., широко развиты также на территории Средней Швеции, где они, по устному сообщению доктора В. Яануссона, появляются впервые в известняке Скаген, т. е. также на уровне главного метабентонита или несколько выше его.

Рассматриваемая фауна имеет очевидно англо-американское происхождение (см. стр. 150), и ее появление в различных местах Балтоскандии на уровне главного метабентонита определенно говорит об одновозрастности последнего на всей рассматриваемой территории.

Если же согласиться с предположением В. Яануссона (Jaanusson, 1960b) о сопоставляемости известняка Скаген с йыхвиским горизонтом (табл. 4), то пришлось бы предположить полное отсутствие возрастных аналогов кейлаского горизонта по меньшей мере на всей территории Швеции и в районе Осло. Этому противоречит, однако, отсутствие следов перерыва в рассматриваемой части разреза, особенно в Естерйётланде и Даларне (Jaanusson, 1964, стр. 49). В этой связи необходимо отметить, что мощность главного метабентонита в Северной Эстонии в западном направлении постепенно увеличивается, достигая на островах 0,4—0.5 м, в то время как максимальная мощность прослоев нижнего комплекса там не превышает 0,05—0,1 м. Учитывая, что отдельные слои нижнего комплекса достигают в Вестерйётланде максимальной мощности 0,25—0.3 м, а мощность главного слоя — 1,8 м, то, исходя из нашей идентификации слоев, можно рассчитывать на увеличение мощности слоев метабентонитов на данном расстоянии примерно в 3—4 раза, а при корреляции В. Яануссона — даже в 10—20 раз. Если теперь допустить, что главный метабентонит Скандинавии относится к нижнему метабентонитовому комплексу Прибалтики, как это полагает В. Яануссон, то мощность нашего главного метабентонита должна теоретически достигать в Вестерйётланде 2—5 м или еще больше. Такой слой, безусловно, был бы в Скандинавии обнаружен, если бы он там имелся. Полное же отсутствие отложений кейлаского возраста в Скандинавии крайне невероятно.

Таким образом, на основании изложенных данных мы считаем главный метабентонит Скандинавии (XXII) одновозрастным с главным метабентонитом Северной Прибалтики (d) и принимаем их за основу при сопоставлении вмещающих слоев, в том числе отложений кейлаского горизонта (см. рис. 23).

В Средней Швеции к кейласкому горизонту мы относим на этом основании главный метабентонит (условно) и слои, залегающие непосредственно выше его. Эти слои охватывают два подразделения — внизу так называемую надбентонитовую часть лудибундусового известняка, или известняк Скаген, мощностью до 7 м и наверху так называемый макроурусовый известняк мощностью до 5,7 м. Граница между ними

была недавно уточнена В. Яануссоном (Jaanusson, 1960b, стр. 350—351).

Выше мы видели, что, по имеющимся данным о распространении остракод, известняку Скаген соответствует по меньшей мере нижний подгоризонт кейлаского горизонта. Верхний подгоризонт последнего, таким образом, может соответствовать или верхней части известняка Скаген, или нижней части макроурусового известняка. В последнем случае оандуский горизонт Прибалтики должен бы соответствовать верхней части макроурусового известняка, как это и принято рядом исследователей (Jaanusson and Strachan, 1954; Jaanusson, 1960b; Алихова, 1960а, б).

По устному сообщению доктора В. Яануссона, такая корреляция (см. также Jaanusson and Strachan, 1954; Jaanusson, 1960b; Алихова, 1960а, б) подтверждается находками характерных оандуских видов остракод только из верхней части макроурусового известняка. Если окажется, во-первых, что в нижней части последнего такие виды действительно отсутствуют, а во-вторых, что характерные скагенские остракоды в прибалтийских разрезах действительно не поднимаются выше верхней границы нижнего (ристнаского) подгоризонта кейлаского горизонта (см. стр. 69), то нижняя часть макроурусового известняка действительно может оказаться возрастным аналогом отложений кейлаского горизонта, но во всяком случае не полного разреза последнего, а только верхнего (лаагриского) его подгоризонта.

Однако пока информация о распространении остракод в рассматриваемых слоях как в западных и южных разрезах Прибалтики, так и в Средней Швеции не будет убедительной, мы отдаем предпочтение данным о макрофауне и считаем достоверными возрастными аналогами макроурусового известняка (в узком смысле) отложения одного лишь оандуского горизонта и полагаем, что кейлаский горизонт целиком

Таблица 4

Корреляция поздневирусских отложений Скандинавии с североэстонским типовым разрезом

Типовой разрез Северной Эстонии	Корреляция В. Яануссона, 1960—1964 гг.			Корреляция, принятая автором		
	Средняя Швеция		Район Осло	Средняя Швеция		Район Осло
E	**Перерыв**	Нижняя часть свиты Сландром		Моссен	Низы свиты Сландром	$4b\partial^2$
D_{III}	Моссен	Макроурусовый известняк	$4b\beta$	**Перерыв**	Макроурусовый известняк	$4b\partial^1$ $4b\gamma^2$
D_{II}			$4b\gamma$	Скаген		$4b\gamma^1$ $4b\beta$ $4b\alpha^2$
D_I	Скаген		$4b\beta$	Верхняя часть	Далбю	$4b\alpha^1$
C_{III}	Далбю		$4b\alpha$	Средняя часть		
C_{II}			$4a\beta$	Нижняя часть		$4a\beta$

соответствует известняку Скаген (табл. 4). В пользу такой корреляции говорит существенное обновление макрофауны, наблюдаемое во всех основных разрезах как в основании макроурусовых слоев и его аналогов в Скандинавии, так и в основании оандуских слоев и его аналогов в Прибалтике. В грабене Осло и Средней Швеции это обновление выражается в полном исчезновении группы *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus* Törnq. (и одновременно всего рода) и сопутствующей ей фауны и в появлении широко распространенных новых форм, таких, как *Chasmops extensus* (= *Ch. macrourus*) и *Sampo? indentata* Spjeldn. (Störmer, 1953; Spjeldnaes, 1957; Henningsmoen, 1960b; Jaanusson, 1960b). Те же самые изменения фауны наблюдаются в основании оандуского горизонта в Прибалтике, в частности в Северной Эстонии, где фаунистическая резкость этой границы благодаря литологическим изменениям особенно четкая (Jaanusson, 1945; Рыымусокс, 1956; Мянниль, 1960б).

В соответствии с этим в районе Осло мы сопоставляем с кейласким горизонтом верхнюю («надбентонитовую») часть нижнего хасмопсового сланца ($4b\alpha^2$), хасмопсовый известняк ($4b\beta$) и нижнюю часть верхнего хасмопсового сланца ($4b\gamma^1$), суммарной мощностью 40—50 м. Этот комплекс характеризуется присутствием *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus* Törnq., *Chasmops conicophthalmus* (Boeck), *Kiaeromena kjerulfi* (Holtedahl), *Kjerulfina broeggeri* (Holtedahl), *Eoplectodanta acuminata* (Holtedahl) и др., среди которых имеется ряд форм, идентичных с представителями фауны кейлаского горизонта Прибалтики (особенно средней его части) или близких к ним. В северной части района Хаделанн и в районе Мьёса кейласкому горизонту соответствуют, видимо, циклокринитовые слои мощностью 25—50 м, содержащие наряду с другими формами характерные кейлаские виды *Chasmops maximus* (Schm.), *Ch.* cf. *bucculentus* (Sjögr.), *Pseudobasilicus* cf. *kegelensis* (Schm.) (Störmer, 1953; Henningsmoen, 1960b). В районе Лангесунн их возрастными аналогами являются, по-видимому, комковатые известняки и мергели верхней части зоны с *Mastopora* и *Coelosphaeridium*, мощностью около 35 м.

В северо-западной части Сконе кейласкому горизонту, очевидно, соответствует некоторая часть средних дицеллограптовых сланцев, составляющих верхи зоны *Diplograptus multidens*. Вопрос о мощности соответствующей толщи остается открытым. На юго-востоке Сконе данный горизонт, по всей вероятности, представлен так называемыми ампиксовым и сидеритовым известняками и известковистыми цистоидными сланцами, суммарной мощностью около 1 м. Эти отложения залегают над сланцами Суларп, покрываются граптолитовыми сланцами зоны *Dicranograptus clingani* (Funkquist, 1919; Regnéll, 1960) и содержат *Lonchodomas rostratus* (Sars), *Haplosphaeronis oblonga* (Ang.), *Asaphus* (*Neoasaphus*) *glabratus* (Ang.), из которых последний характерен для известняка Скаген, хотя встречается на северо-западе Сконе также в верхней (?) части сланца Суларп (Olin, 1906; Lindström, 1953).

На островах Готланд и Готска Сандё кейлаский горизонт представлен маломощными (0,6—1,0 м) отложениями, состоящими внизу из слоя метабентонита, а наверху из глинистого известняка. Поскольку можно судить по валунам с о-ва Эланд, в районе последнего разрез кейлаского горизонта, по меньшей мере отчасти, представлен песчанистым известняком, содержащим *Hoplolichas deflexus* (Ang.), *Leiolichas illaenoides* Schm., *Strophomena* cf. *asmusi* (Vern.), *Sigmoopsis rostrata* (Krause), *Carinobolbina carinata* (Krause), *Tallinnopsis grandis* Sarv, *Bolbina major* (Krause) и др. Раньше эти отложения совместно с аналогичными валунами оандуского возраста (содержащими *Chasmops*

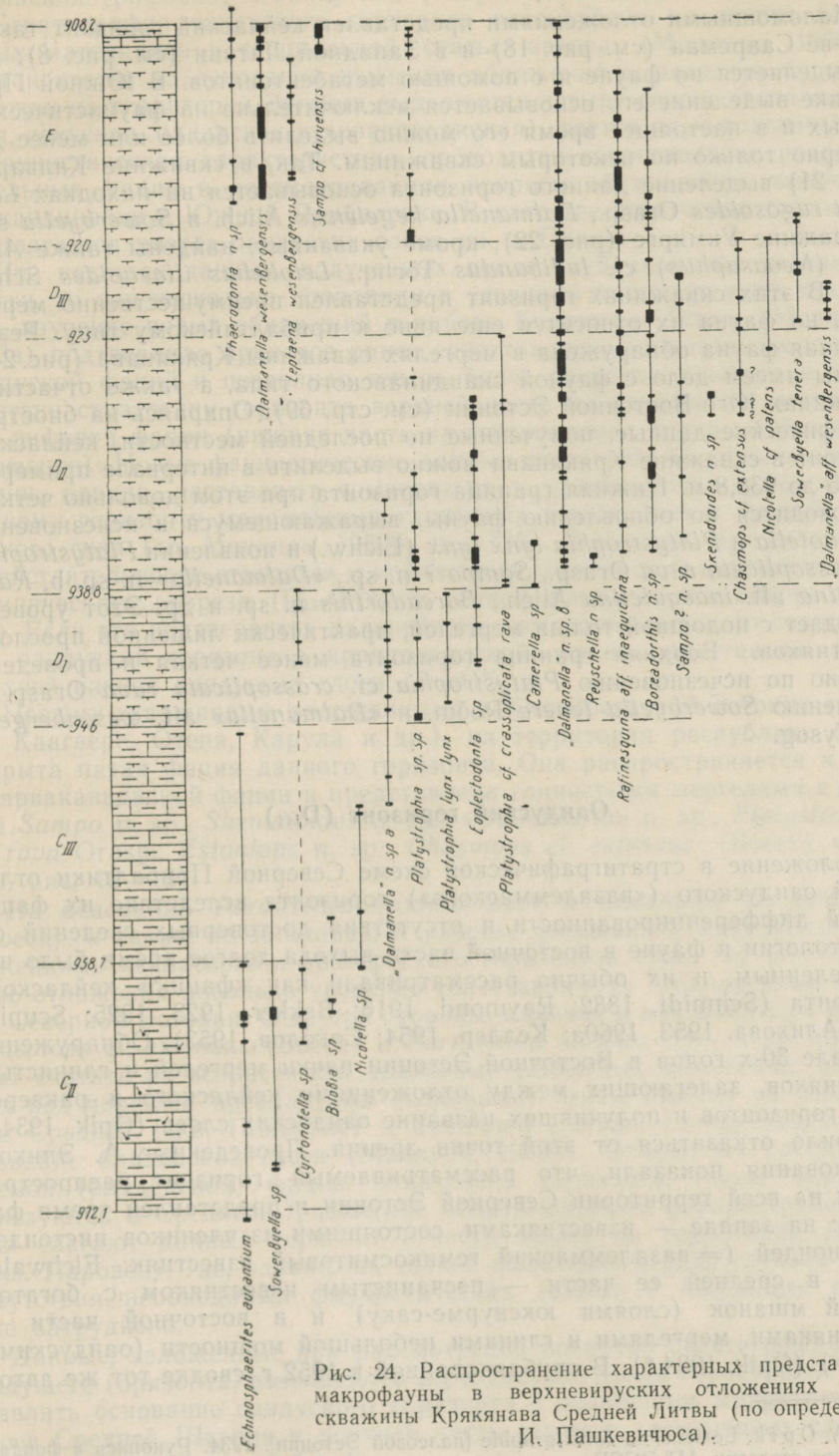


Рис. 24. Распространение характерных представителей макрофауны в верхневируских отложениях разреза скважины Крякянава Средней Литвы (по определениям И. Пашкевичюса).

macrourus и др.) относились целиком к макроурусовым слоям (Andersson, 1893; Jaanusson, 1958a).

Маломощными отложениями представлен кейлаский горизонт также на о-ве Сааремаа (см. рис. 18) и в Западной Латвии (см. рис. 8), где он выделяется по фауне и с помощью метабентонитов. В Южной Прибалтике выделение его основывается исключительно на фаунистических данных и в настоящее время его можно выделить более или менее достоверно только по некоторым скважинам. Так, в скважине Калвария (рис. 21) выделение данного горизонта основывается на находках *Leptaena rugosoides* Orasp., *Dalmanella kegelensis* Alich. и *Sowerbyella* sp.; в скважине Укмярге (рис. 22), кроме указанных, найдены также *Asaphus* (*Neoasaphus*) cf. *ludibundus* Törnq., *Leiolichas illaenoides* Schm. и др. В этих скважинах горизонт представлен преимущественно мергелями, но фауна их относится еще явно к прибалтийскому типу. Резко отличная фауна обнаружена в мергелях скважины Крякянава (рис. 24), где мы имеем дело с фауной скандинавского типа, а также отчасти в скважинах Юго-Восточной Эстонии (см. стр. 69). Опираясь на биостратиграфические данные, полученные по последней местности, кейлаский горизонт в скважине Крякянава можно выделить в интервале примерно от 925 до 938,8 м. Нижняя граница горизонта при этом довольно четкая и проводится по обновлению фауны, выражающемуся в исчезновении *Cyrtonotella* и *Platystrophia lynx lynx* (Eichw.) и появлении *Platystrophia* cf. *crassoplicata rava* Orasp., *Sampo* ? n. sp., «*Dalmanella*» n. sp. b, *Rafinesquina* aff. *inaequiclina* Alich., *Boreadorthis* n. sp. и др. Этот уровень совпадает с подошвой толщи мергелей, практически лишенной прослоев известняков. Верхняя граница горизонта менее четкая и проведена условно по исчезновению *Platystrophia* cf. *crassoplicata rava* Orasp. и появлению *Sowerbyella tenera* Rõõm. и «*Dalmanella*» aff. *wesenbergensis* Wysog.

Оандуский горизонт (D_{III})

Положение в стратиграфической схеме Северной Прибалтики отложений оандуского («вазалеммаского») горизонта вследствие их фациальной дифференцированности и отсутствия достоверных сведений об их литологии и фауне в восточной части выхода долгое время было неопределенным, и их обычно рассматривали как «фацию» кейлаского горизонта (Schmidt, 1882; Raymond, 1916; Bekker, 1923, 1925; Scupin, 1928; Алихова, 1953, 1960a; Келлер, 1954; Соколов, 1953). Обнаружение в начале 30-х годов в Восточной Эстонии пачки мергелей и глинистых известняков, залегающих между отложениями кейлаского и раквереского горизонтов и получивших название оандуских слоев (Öpik, 1934), заставило отказаться от этой точки зрения. Проведенные А. Эпиком исследования показали, что рассматриваемый горизонт распространяется на всей территории Северной Эстонии и представлен тремя фациями: на западе — известняками, состоящими из члеников цистоидей и криноидей (= вазалеммаский гемикосмитовый известняк; Eichwald, 1854), в средней ее части — песчанистым известняком с богатой фауной мшанок (слоями юкснурме-саку) и в восточной части — известняками, мергелями и глинами небольшой мощности (оандускими слоями) (Öpik, 1934 *). В опубликованной в 1952 г. сводке тот же автор

---

* A. Öpik. Lexicon de Stratigraphie [палеозой Эстонии]. 1934. Рукопись в фондах Института геологии АН ЭССР.

(Öpik, 1952), рассматривает данный горизонт как состоящий из вазалеммаской (рифовой) и оандуской («нормальной») фаций.

Стратиграфия оандуского горизонта рассмотрена на основе более новых материалов в специальной статье автора (Мянниль, 1960б). В этой статье на основании изучения обнажений и разрезов буровых скважин на территории Эстонии выделяются четыре фации (вазалеммаская, сакуская, оандуская и ярваканьдиская), дается их литологическая и фаунистическая характеристика, проводится сопоставление разрезов отдельных фаций и рассматриваются вопросы об аналогах горизонта в Скандинавии и Южной Прибалтике. В качестве стратотипа горизонта предлагается разрез оандуских слоев на р. Оанду.

Что касается данных, полученных после опубликования указанной статьи, то они несколько дополнили и уточнили наши прежние знания. Так, изучение новых обнажений в районе Коплимаа—Вооре (Мянниль, 1963а) подтвердило принятое ранее сопоставление разрезов сакуской и оандуской фаций и позволило теперь более уверенно говорить о соответствии стратотипу горизонта верхней части вазалеммаских известняков рифовой фации (нижняя часть их соответствует верхам кейлаского горизонта). Новые фаунистические данные по разрезам ярваканьдиской фации, однако, заставляют сомневаться в правильности отнесения к данному горизонту маломощных глинистых известняков с фауной кейлаского типа (ср. Мянниль, 1960б, стр. 105). Возможно, что последние в действительности относятся к кейласкому горизонту, а мергелям стратотипического разреза ($D_{III}O^{1-3}$) в данной фации соответствует перерыв. Если это подтвердится дальнейшими исследованиями, то окажется, что оандуский горизонт в ярваканьдиской фации представлен лишь верхней пачкой оандуских слоев ($D_{III}O^{4}$).

Новыми скважинами, заложенными в Юго-Восточной Эстонии (Лаэва, Каагвере, Отепя, Карула и др.), на территории республики была вскрыта пятая фация данного горизонта. Она распространяется к югу от ярваканьдиской фации и представлена глинистыми мергелями с фауной *Sampo* n. sp., *Skenidioides* n. sp., «*Dalmanella*» n. sp., *Platystrophia* cf. *rava* Orasp., *Estoniops* n. sp., *Chasmops* cf. *extensus* (Boeck) и др. (см. рис. 12—15).

На основании *Parulrichia minima* Sarv и *Chasmops* cf. *extensus* (Boeck), а также по залеганию в разрезе скважины Лаэва между отложениями кейлаского и раквереского горизонтов (рис. 15) эти глинистые отложения довольно уверенно сопоставляются с оандускими слоями Северной Эстонии. С другой стороны, наличие в них *Estoniops* n. sp., *Chasmops* cf. *extensus* (Boeck) и *Parulrichia minima* Sarv и др. заставляет считать их возрастными аналогами глинистых отложений, вскрытых под черными аргиллитами (сланцами) свиты Моссен на территории Средней (скв. Плявиняс) и Западной Латвии и получивших там название блиденских слоев (Мянниль, 1963б). Отложения рассматриваемой (блиденской) фации оандуского горизонта, таким образом, пользуются в Средней Прибалтике весьма широким распространением. Они слагают данный горизонт отчасти также на территории Литвы (скв. Паровея), где, однако, их точное выделение в ряде случаев из-за отсутствия необходимых фаунистических данных в настоящее время еще затруднено.

Данные, изложенные при рассмотрении вопросов стратиграфии предыдущего горизонта, позволяют с определенной долей вероятности сопоставлять основание оандуского горизонта с подошвами макроурусовых слоев Средней Швеции и верхней части верхних хасмопсовых сланцев ($4b\gamma^{2}$) района Осло (табл. 4).

В. Яануссон (Jaanusson, 1964) сопоставляет макроурусовые известняки оз. Сильян и Естерйётланда с черными аргиллитами свиты Моссен Вестерйётланда, опираясь при этом (согласно устному сообщению) на наличие в верхах последнего *Euprimites kahalaensis* Sarv, *Sigmobolbina* n. sp., *Parapyxion obesum* (Thorsl.), *Piretella oepiki* Thorsl. и *Tretaspis cerioides* (Ang.) Из перечисленных форм первый встречается совместно с *Chasmops extensus* (Boeck) в верхних хасмопсовых известняках (4bδ) Норвегии, а второй — вместе с тем же трилобитом в макроурусовых известняках Средней Швеции. Эти критерии, однако, кажутся нам мало убедительными, так как распространение указанных остракод еще мало изучено и не исключена возможность, что они, по аналогии со многими видами остракод оандуской фауны, распространяются также в раквереской свите и в ее возрастных аналогах. Поскольку свита Моссен в Средней Прибалтике залегает над блиденскими слоями, мы относим ее целиком к ракверескому горизонту и считаем, что в разрезах Вестерйётланда макроурусовым слоям (т. е. оандускому горизонту) соответствует перерыв. На наличие последнего в основании свиты Моссен указывали уже многие авторы (Thorslund, 1948; Hagemann and Spjeldnaes, 1955, стр. 46—48; Jaanusson, 1960b), но относительно его объема мнения расходятся. Согласно Н. Спьельднэсу, этот перерыв охватывает время образования слоев 4bβ, 4bγ и основную часть 4bδ разреза Осло. По нашей корреляции он соответствует, возможно, лишь макроурусовому известняку (оандускому горизонту), сопоставляемому с верхней частью хасмопсового сланца (4bγ), и, может быть, с нижней частью верхнего хасмопсового известняка (4bδ^1).

Принятые в настоящее время в рассматриваемой части разреза Осло стратиграфические подразделения не совпадают с фаунистическими зонами (Spjeldnaes, 1957a, стр. 199), и это в значительной степени затрудняет проведение корреляции, так как данные о распространении фауны в литературе обычно приведены по первым. Так, согласно Н. Спьельднэсу (Spjeldnaes, 1957a), фауна нижней части слоев 4bγ близка к фауне слоев 4bβ, а в верхней части 4bγ появляется фауна (*Sampo indentata*, *Kiaerina lepta* и др.), переходящая в 4bδ. Поскольку в состав последней фауны входит и *Chasmops extensus*, то ее нужно рассматривать как фауну оандуского времени, и, следовательно, нижнюю границу D_{III} надо проводить условно посередине слоев 4bγ (табл. 4). Гораздо труднее ответить на вопрос о расположении верхней границы оандуского горизонта в разрезах грабена Осло. Согласно Л. Стёрмеру (Störmer, 1953, стр. 128), слои 4bδ представлены лишь нижней зоной с *Tretaspis ceriodes* (4bδ^1), содержащей, кроме зонального вида, еще *Chasmops extensus* (Boeck), *Stygina minor* Skjeseth, *Gunnarella delta* Spjeldnaes и др. При этом указывается, однако, что сам зональный вид встречается только в самых верхах данной зоны (Störmer, 1930, стр. 48 и 49, 1945, стр. 68). Учитывая, что вне Норвегии он встречается в свите Моссен Вестерйётланда (Thorslund, 1958; Jaanusson, 1964) и в низах слоев Сландром Емтланда (Thorslund, 1940), относимых нами к ракверескому горизонту, можно предполагать, что и отложения района Осло (а также Рингерике и Хаделанна), содержащие *Tretaspis ceriodes*, имеют уже раквереский возраст (см. стр. 80). В соответствии с этим мы относим условно к оандускому горизонту верхнюю половину слоев 4bγ и нижнюю часть зоны 4bδ^1 (слои с *Chasmops extensus*, но без *Tretaspis*). Мощность такой толщи, согласно данным Л. Стёрмера (Störmer, 1953), составляет в районе Осло около 20 м, в Рингерике около 25 м и в южной части Хаделанна около 50 м.

В других районах грабена Осло возрастные аналоги оандуских от-

ложений представлены, видимо, следующими отложениями (ср. Мянниль, 1960б): в районе Нес-Хамар — нижней, в основном рифовой частью известняка Мьёса, мощностью около 30 м в Хелгёйа (Helgøya) и около 40 м у Фурубергет; в районе Тутен — нижней частью того же известняка, условной мощностью около 80 м; в районе Рингсакер — нижней частью плотного известняка с *Solenopora*, условной мощностью около 15 м; в северной части Хаделанна — нижним сферонитовым известняком с *Vermiporella* sp. и др. мощностью 16—17 м (Kiaer, 1926; Störmer, 1953); в районе Лангесунн — нижней частью энкринитового известняка, местами развитого в виде рифового известняка, мощность которой трудно определить, но она может быть около 20 м.

Оандуский горизонт обычно сопоставляется с верхней частью зоны *Dicranograptus clingani* (Jaanusson and Strachan, 1954; Обут, 1960а; Jaanusson, 1960b), что основывается на корреляции отложений кейлаского и оандуского горизонтов с макроурусовыми слоями Швеции, а последних целиком с зоной *Dicranograptus clingani* (табл. 5). Последняя корреляция в свою очередь основывалась на присутствии фауны данной зоны сразу же под известняком Сландром в районе Брунфло—Локне в Емтланде (Thorslund, 1940, стр. 83, 88, 94) и в сланцах Моссен, залегающих непосредственно выше надбентонитовой части лудибундусового известняка (= известняка Скаген) в разрезе скважины Куллаторп Вестерйётланда (Thorslund, 1948; Jaanusson, 1964). Поскольку мы в настоящей работе рассматриваем известняк Скаген как возрастной аналог отложений кейлаского горизонта, а раквереский горизонт сопоставляем со сланцем свиты Моссен Вестерйётланда и Средней Прибалтики (см. табл. 4), то отложения оандуского горизонта следует коррелировать не с верхней, а с нижней частью зоны *Dicranograptus clingani*.

Таблица 5

Различные схемы сопоставления основной части вируской серии с граптолитовыми зонами

Типовой разрез Северной Эстонии	Thorslund, 1940	Jaanusson and Strachan, 1954	Bekker, 1923	Jaanusson, 1960b	Схема сопоставления, принятая в данной работе
E	*Pleurograptus linearis*	(*Pleurograptus linearis*)	*Pleurograptus linearis*	(*Pleurograptus linearis*)	*Dicranograptus clingani*
D_{III}		*Dicranograptus clingani*	*Dicranograptus clingani*	*Dicranograptus clingani*	.....
D_{II}			.....		
D_I	*Dicranograptus clingani* *Amplexograptus vasae*	? ?	*Climacograptus wilsoni*	*Diplograptus multidens*	*Diplograptus multidens*
C_{III}	*Amplexograptus rugosus*	*Nemagraptus gracilis*	*Climacograptus peltifer*		.....
C_{II}			*Nemagraptus gracilis*	*Nemagraptus gracilis*	*Nemagraptus gracilis*
C_{Ic}	*Nemagraptus gracilis*	*Climacograptus haddingi*	*Glyptograptus teretiusculus*	*Glyptograptus teretiusculus*	*Glyptograptus teretiusculus*

При этом не исключена возможность, что верхний подгоризонт кейлаского горизонта соответствует самым низам этой зоны.

В соответствии с принятой корреляцией в Сконе и на о-ве Борнхольм мы условно относим к оандускому горизонту нижнюю половину граптолитовых сланцев зоны *Dicranograptus clingani*, мощностью соответственно около 1,5 м (ср. Glimberg, 1961) и 1,6 м (ср. Hadding, 1915). Аналогичными породами представлен рассматриваемый горизонт также в Северной Польше (скважины Паслэнк и Лемборк), где также найден *Dicranograptus clingani*, и, видимо, в Бартошице, Голдапе и, возможно, в Тлуще (Tomczykowa, 1964).

Раквереский горизонт (E)

Согласно В. Яануссону, свита Моссен Вестерйётланда одновозрастна, с одной стороны, с макроурусовым известняком Естерйётланда, Сильяна и шведских островов, а с другой — со слоями 4bδ Норвегии (см. также Jaanusson, 1964, стр. 51). В пользу такой корреляции говорит присутствие в верхах свиты Моссен *Tretaspis ceriodes* (Ang.), *Piretella oepiki* Thorsl., *Parapyxion obesum* (Thorsl.), *Sigmobolbina* n. sp. и *Euprimites kahalaensis* Sarv.

Два последних вида, по устному сообщению доктора В. Яануссона, встречаются в слоях 4bδ вместе с *Chasmops extensus*.

Свита Моссен развита в Швеции только в Вестерйётланде (и здесь далеко не везде), т. е. в районе, где полностью отсутствуют как макроурусовые известняки, так и известняковые аналоги раквереских известняков (= низы свиты Сландром в разрезе района Сильян и скважины Готска Сандё). На основании этого на первый взгляд вполне допустимо предположить, что свита Моссен Вестерйётланда является возрастным аналогом макроурусовых известняков Естерйётланда, так как и указанная свита, и известняки подстилаются свитой Скаген и покрываются черным третасписовым сланцем (свитой Фяка). Такому сопоставлению не противоречит также фауна, найденная в верхах свиты Моссен.

Однако разрез как Естерйётланда, так и Вестерйётланда (скв. Кулларторп) в пограничной части вируской и харьюской серий неполный — в обоих разрезах имеется перерыв, соответствующий известняку Сландром, который, согласно принятой нами корреляции, является аналогом раквереского и набалаского горизонтов. Это позволяет выдвинуть другую альтернативу корреляции, согласно которой макроурусовому известняку в Вестерйётланде соответствует перерыв, а свита Моссен является возрастным аналогом низов свиты Сландром (табл. 4).

Такая альтернатива хорошо согласуется с данными по Прибалтике, в частности по району перехода от Эстонской фациальной зоны к Шведско-Латвийской. Здесь на обширной территории и в более устойчивых условиях седиментации прослеживается переход раквереских известняков в граптолитовые сланцы свиты Моссен. Эти две свиты подстилаются здесь глинистыми отложениями оандуского возраста (оандускими и блиденскими мергелями) и покрываются глинистыми известняками или мергелями паэкнаского подгоризонта, т. е. определенно одновозрастными отложениями, которые везде присутствуют. Между указанными маркирующими толщами в осевой зоне бассейна залегает свита Моссен, а в северной и южной зонах и также на востоке — свита Раквере (рис. 25). Исключение составляет лишь район Средней Литвы, где рассматриваемый интервал целиком представлен глинистыми отложениями.

Из-за отсутствия данных о переслаивании раквереских известняков и сланцев свиты Моссен, а также ввиду наличия поверхностей перерыва

в основании первых на значительной территории Северной и Средней Эстонии их одновозрастность точно еще не может быть доказана. Не исключена возможность, что рассматриваемые сланцы Средней Прибалтики древнее известняков Раквере и соответствуют перерыву в северных, восточных и южных районах Прибалтики, а известняки Раквере — в свою очередь перерыву в Средней Прибалтике. Такой ход седиментации, при котором обширные области перерыва и седиментации сменяли друг друга в одинаковых контурах, однако, представляется нам маловероятным.

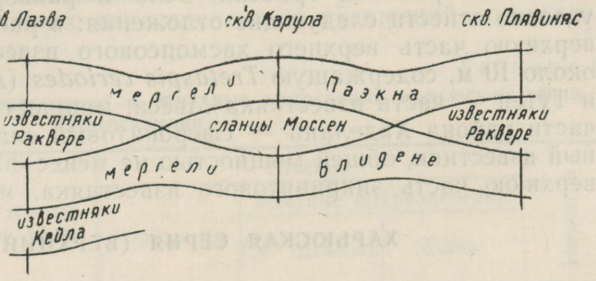


Рис. 25. Схема стратиграфического соотношения свиты Моссен и других отложений Средней Прибалтики.

Принятой корреляции, по существу, противоречит лишь одно обстоятельство. В Емтланде, согласно исследованиям П. Туршлунда (Thorslund, 1940), самые низы известняка Сландром, содержащие еще среднеордовикскую фауну (см. ниже), подстилаются граптолитовыми сланцами с *Dicranograptus clingani*. Если последние считать возрастным аналогом сланцев Моссен разреза скважины Куллаторп (которые также содержат *D. clingani*), то естественно будет сопоставлять с раквереским горизонтом лишь низы свиты Сландром, а не подстилающие их сланцы.

Но в Средней Швеции и Емтланде при относительно неустойчивых условиях седиментации верхняя граница свиты Моссен может оказаться не вполне одновозрастной и в таком случае граница между оандуским и раквереским горизонтами может располагаться среди сланцев свиты Моссен.

Ввиду исключительно резких биофациальных различий между граптолитовыми сланцами и преимущественно афанитовыми ракверескими известняками возможностей фаунистического доказательства их одновозрастности (в случае отсутствия разрезов переслаивания этих литофаций) практически не имеется. Пока известны лишь два вида, указывающие на одновозрастность этих свит — *Climacograptus diplacanthus* Bulman и *Tretaspis ceriodes* (Ang.).

Первый из этих видов установлен по 18 экземплярам из валунов афанитового известняка предполагаемого раквереского возраста (Bulman, 1932, стр. 13) и впоследствии найден из свиты Моссен скважины Фордала I в Вестерйётланде (Skoglund, 1963, стр. 22). Второй вид установлен первоначально в известковистом аргиллите разреза Моссен Вестерйётланда (см. Jaanusson, 1964, стр. 60), где встречается совместно с *Parapyxion obesum* (Thorsl.), *Euprimites kahalaensis* Sarv, *Piretella* cf. *oepiki* Thorsl., *Uhakiella* n. sp., *Steusloffia* n. sp., *Sigmobolbina* n. sp. (см. Skoglund, 1963, стр. 12). Этот аргиллит, мощность которого достигает 0,42 м, залегает непосредственно над граптилитовым сланцем с *Dicranograptus clingani*, вместе с которым он отнесен Р. Скуглундом к свите Моссен (Skoglund, 1963; Jaanusson, 1964). Впоследствии *Tretaspis ceriodes* был найден в том же слое скважины Куллаторп (Thorslund, 1948), в низах известняка Сландром в аллохтоне Емтланда у Шюте (Skute), совместно с *Triarthus* cf. *skutensis* Thorsl. (Thorslund, 1940, стр. 82), в автохтоне той же области у Локне, в сланцах с прослоями

известняков, совместно с *Triarthrus skutensis* Thorsl., *Steusloffia costata* (Linnarss.), *Piretella oepiki* Thorsl., *Chasmops extensus* (Boeck.) и др. (Thorslund, 1940, стр. 51), а также в верхах слоев $4b\delta^1$ в различных районах грабена Осло (см. Störmer, 1953).

Таким образом первый из указанных видов прямо говорит об одновозрастности раквереских известняков и граптолитовых сланцев свиты Моссен, а второй — о близкой их связи (ср. Thorslund, 1940, стр. 95).

На основании приведенных общих соображений по корреляции в отдельных районах грабена Осло к ракверескому горизонту можно условно отнести следующие отложения: в районах Осло и Рингерике — верхнюю часть верхнего хасмопсового известняка ($4b\delta^2$), мощностью около 10 м, содержащую *Tretaspis ceriodes* (Ang.); в районе Нес-Хамар и Тутен — часть известняка Мьёса, мощностью около 50 м; в северной части района Хаделанн — сферонитовый сланец и верхний сферонитовый известняк, общей мощностью не менее 30 м; в районе Лангесунн — верхнюю часть энкринитового известняка, мощностью около 20 м.

ХАРЬЮСКАЯ СЕРИЯ (ВЕРХНИЙ ОРДОВИК)

В настоящей работе к харьюской серии, в отличие от общепринятой стратиграфической схемы Прибалтики (Алихова, 1957, 1960а; Рыымусокс, 1960а, б; Jaanusson, 1960c, 1963; и др.), отнесены горизонты: набалаский (F_1a), вормсиский (F_1b), пиргуский (F_1c) и поркуниский (F_{II}). При этом границы серии, определямые по граптолитовым зонам (нижняя граница — основание зоны *Pleurograptus linearis*, верхняя — кровля ордовика), не изменились (ср. Jaanusson, 1960c).

Соответственно сопоставлению раквереского горизонта с верхней частью зоны *Dicranograptus clingani* (табл. 5) нижняя граница харьюской серии проводится в настоящей работе в Прибалтике по основанию мергелей паэкнаского подгоризонта ($F_1a\alpha$), где появляется характерная для сааремыйзаского комплекса (F_1) фауна, а в Скандинавии — по основанию зоны *Tretaspis seticornis seticornis*. Соответствующий стратиграфический уровень, судя по разрезам Южной Прибалтики, в одинаковых фациальных условиях оказывается фаунистически гораздо более резким, чем основание раквереского горизонта.

Что касается верхней границы ордовика и в связи с этим отнесения поркуниского горизонта к данной системе, то новые данные об одновозрастности его отложений в Северной Прибалтике с далманитиновыми слоями Шведско-Латвийской фациальной зоны и слоями 5b Норвегии всячески подтверждают высказанные в литературе в последние годы точки зрения (Jaanusson, 1956; Мянниль, 1959а, 1962в, 1963б; Рыымусокс, 1960б; Rõõmusoks, 1961).

До самого последнего времени отложения харьюской серии Балтоскандии были подразделены на хроностратиграфические горизонты только в Прибалтике. В 1963 г. В. Яануссон (Jaanusson, 1963a), ссылаясь на трудности точного сопоставления этих горизонтов с отложениями Швеции, предложил для последних самостоятельную хроностратиграфическую схему, выделив вазагордский, ярростадский и томмарпский горизонты. Однако на основании новых данных сопоставления харьюских отложений Прибалтики и Швеции, изложенных в настоящей работе, отпадает, на наш взгляд, необходимость применения при подразделении рассматриваемых отложений в Балтоскандии двух параллельных хроностратиграфических схем.

Сопоставление соответствующих подразделений показывает (табл. 6), что по объему томмарпский и ярростадский горизонты Швеции совпа-

дают с поркуниским и пиргуским горизонтами, а вазагордский горизонт охватывает набалаский и вормсиский горизонты. Два первых горизонта Швеции, таким образом, оказываются синонимами, и их названия целесообразно в дальнейшем применять только для обозначения соответствующих местных подразделений — свиты Ярестад (Jaanusson, 1963a, стр. 128) и далманитиновых слоев (Troedsson, 1921). Вазагордский же горизонт, поскольку объем его, согласно определению, совпадает с граптолитовой зоной *Pleurograptus linearis*, может оказаться полезным либо в качестве широко прослеживаемого горизонта (или надгоризонта), либо для обозначения местных нерасчлененных отложений соответст-

Таблица 6

Хроностратиграфическое подразделение и основные корреляции харьюской серии Балтоскандии

Хроностратиграфические подразделения: Подгоризонты	Граптолитовые зоны	Швеция: Горизонты	Швеция: Местные подразделения: Ср. Швеция	Швеция: Местные подразделения: Сконе	Норвегия
Поркуниский горизонт F_{II}	*Dicellograptus anceps*	Томмарп	Далманитиновые слои	Далманитиновые слои	5c (?) 5b
Пиргуский горизонт F_Ic: Адиласский F_Ic^2	*Dicellograptus complanatus*	Ярестад	Свита Нитшё	Свита Ярестад	5a
Пиргуский горизонт F_Ic: Нийбисский F_Ic^1			Свита Юнсторп		4d
Вормсиский горизонт F_Ib	*Pleurograptus linearis*	Вазагорд	Свита Фяка	Дицелло-граптовые сланцы	4c
Набалаский горизонт F_Ia: Сауньяский $F_Ia\beta$			Свита Сландром		
Набалаский горизонт F_Ia: Паэкнаский $F_Ia\alpha$					

вующего возраста (в некоторых районах грабена Осло, в Сконе и др.). На преобладающей же площади Балтийского бассейна, где отложения вормсиского горизонта в виде черных третасписовых сланцев (свиты Фяка) или их аналогов хорошо выделяются, мы считаем полезным рассматривать набалаский и вормсиский горизонты в качестве самостоятельных хроностратиграфических подразделений.

Набалаский горизонт (F_Ia)

В настоящей работе набалаский горизонт принимается в стратотипическом районе с подразделениями, предложенными нами в 1958 г. (Мянниль, 1958а). В соответствии с этим зеленовато-серые глинистые детритовые известняки с прослоями афанитовых, залегающие над скрытокристаллическими или мелкозернистыми известняками раквереской свиты, рассматриваются в качестве нижнего, паэкнаского подгоризонта ($F_Ia\alpha$), а вышележащая пачка светло-серых скрытокристаллических известняков — в качестве верхнего, сауньяского подгоризонта ($F_Ia\beta$).

Нижняя граница горизонта проводится в настоящей работе по основанию паэкнаских глинистых известняков, поскольку, по данным сква-

жины Пярну, именно на этом уровне происходит существенное обновление фауны и появляются характерные для сааремыйзаского комплекса (F_1) формы (см. Мянниль, 1963а, рис. 6). В этой связи нами не были приняты предложения об уточнении границы, сделанные недавно А. Рыымусоксом (1962), так как они лишены биостратиграфического обоснования, а также вариант границы, предложенный Т. Н. Алиховой (1960а, стр. 23, схема между стр. 64 и 65), проводившей ее где-то посередине паэкнаского подгоризонта. Последний вариант границы неубедителен, так как основывается, видимо, только на предполагаемом исчезновении широко понимаемого вида *«Dalmanella» wesenbergensis* Wysog. (ср. Мянниль, 1963а, стр. 32—33). Принятая нами здесь граница, возможно, в деталях неодновозрастна во всех рассматриваемых точках, но ее хроностратиграфическая точность вполне достаточна для целей настоящей работы.

Верхняя граница горизонта проводится в данной работе по кровле сауньянских известняков, которую автор считает также практически везде одновозрастной. Такая точка зрения расходится с нашим прежним представлением (Мянниль, 1958а), принятым также рядом других геологов (Ю. Сирк и др. в 1959 г.; Кала и др., 1962; Рыымусокс, 1960а, б, 1962), и требует поэтому разъяснения.

При прослеживании отдельных подразделений сааремыйзаского (ликгольмского) комплекса по линиям Лоху—Рапла—Лихувески (в южном направлении) и Камарику—Эйамаа (в юго-западном направлении) автор установил в средней части Эстонии, между скважинами Лоху—Рапла и Камарику—Эйамаа, резкое уменьшение мощности сауньяской пачки (F_1aS) — соответственно с 12,3 м до 4,5—5,5 м и с 21,0 м до полного выклинивания (Мянниль, 1958а, стр. 11, рис. 2). Такое резкое уменьшение мощности возрастного (хроностратиграфического) подразделения на очень коротком расстоянии казалось в то время для территории республики невероятным и было объяснено нами частичным замещением отложений сауньяской пачки в южном направлении тудулиннаскими мергелями. В пользу такой трактовки, казалось, говорили частое чередование афанитовых известняков с детритовыми и их зубчатое сцепление в пределах паэкнаского подгоризонта ($F_1a\alpha$), а также нормальная общая мощность всего сааремыйзаского комплекса в скважине Эйамаа и отсутствие в ее разрезе каких-либо признаков размыва. На этом основании мы предполагали, что верхняя граница сауньяских известняков неодновозрастна и значительно расходится с соответствующим хроностратиграфическим уровнем (Мянниль, 1958а, стр. 14). Такая точка зрения впоследствии якобы подтвердилась работами других исследователей, изучавших разрезы харьюской серии в средних и отчасти южных районах территории республики, и считалась до настоящего времени общепринятой.

Основываясь на предварительном сопоставлении, мы считали, что выделенная нами тудулиннаская пачка по возрасту относится отчасти к набаласкому (F_1a) и отчасти к вормсискому горизонту (F_1b). А. Рыымусокс (1960а, б), однако, при сопоставлении ряда новых буровых скважин пришел к заключению, что тудулиннаская пачка целиком замещается верхней частью сауньяской пачки и что верхняя граница указанных пачек, вместе взятых, видимо, одновозрастна. На этом основании он отнес тудулиннаскую пачку полностью к набаласкому горизонту, предполагая при этом, что отложения вормсиского горизонта в Северной и Средней Эстонии везде залегают (в виде маркирующего горизонта) над указанными пачками (Рыымусокс, 1960а, 1960б, рис. 2). Впоследствии тот же автор при более детальном изучении границы

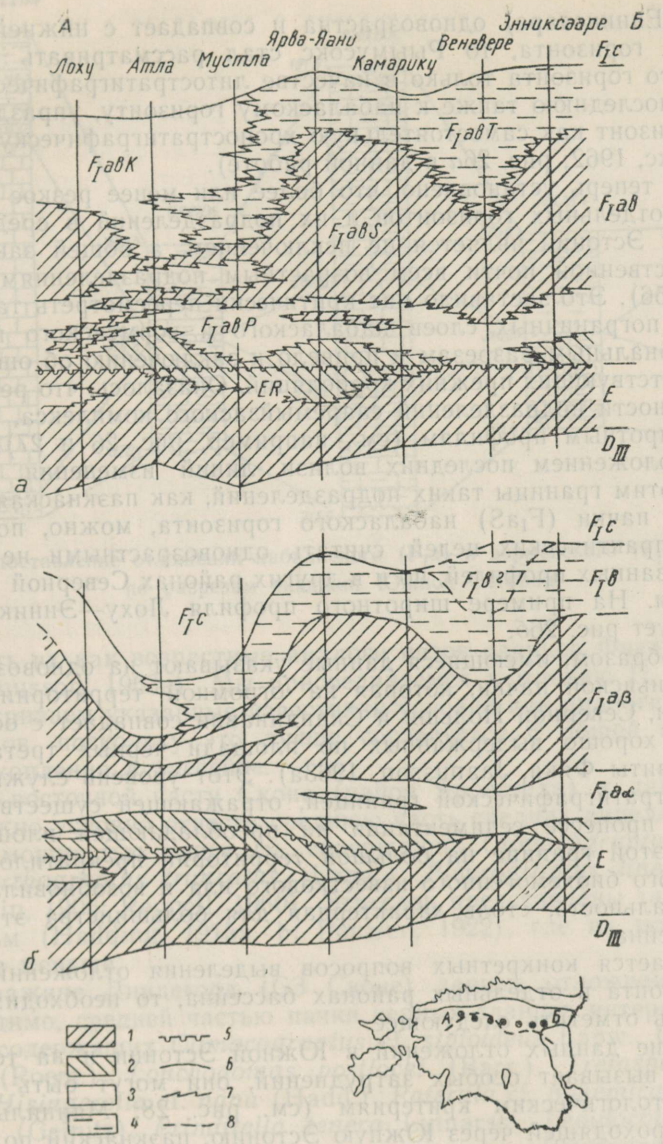


Рис. 26. Различная хроностратиграфическая интерпретация геологического разреза нижнехарьюских отложений Средней Эстонии: *а* — по А. Рыымусоксу (1962); *б* — принятая в данной работе.

1 — афанитовый известняк; *2* — полуафанитовый известняк; *3* — глинистый известняк; *4* — мергель; *5* — поверхность перерыва; *6* — синхронная граница горизонтов, пачек и слоев (на разрезах), северная граница выходов (на географической схеме); *7* — асинхронная граница; *8* — линия резкого изменения мощности сауньяского подгоризонта (на географической схеме).

между вормсиским и пиргуским горизонтами указал на несостоятельность своего прежнего построения и вернулся к нашей первоначальной схеме сопоставления сауньяской, вормсиской и тудулиннаской пачек. Поскольку к этому времени выяснилось, что верхняя граница тудулиннаской пачки в ряде районов (по скважинам Ярва-Яани, Камарику,

Веневере, Энниксааре) одновозрастна и совпадает с нижней границей пиргуского горизонта, то Рыымусокс стал рассматривать отложения вормсиского горизонта только в качестве литостратиграфической пачки и, отнеся последнюю также к набаласкому горизонту, упразднил вормсиский горизонт как самостоятельную хроностратиграфическую единицу (Рыымусокс, 1962; рис. 26*а* в данной работе).

Однако теперь установлено, что более или менее резкое изменение мощности отдельных горизонтов и их подразделений в средней части территории Эстонии является не исключением, а общей закономерностью, свойственной почти всем возрастным подразделениям ордовика (см. стр. 156). Это заставило нас критически пересмотреть также сопоставления пограничных слоев набалаского и вормсиского горизонтов по меридиональным разрезам и привело к заключению об ошибочности всех соответствующих прежних корреляций. Оказалось, что резкие изменения мощности подразделений сааремыйзаского комплекса, наблюдаемые по широтным профилям (см., например, рис. 26 и 27), объясняются расположением последних вблизи линий изменения мощности. В связи с этим границы таких подразделений, как паэкнаская (F_1aP) и сауньяская пачки (F_1aS) набалаского горизонта, можно, по меньшей мере для практических целей, считать одновозрастными не только в районе указанных профилей, но и в других районах Северной и Средней Прибалтики. На примере широтного профиля Лоху—Энниксааре это иллюстрирует рис. 26*б*.

Таким образом, имеющиеся данные указывают на одновозрастность кровли сауньяской пачки, которая на огромной территории Средней Прибалтики, Северной Польши и Скандинавии совпадает с основанием известных, хорошо выдержанных по площади черных тетрасписовых сланцев (свиты Фяка, Jaanusson, 1963a). Этот уровень служит надежной хроностратиграфической границей, отражающей существенные изменения в процессе седиментации на преобладающей площади бассейна. На этой границе на большой территории прекратилось накопление тонкого биохемогенного известкового ила и возобновилась фациальная зональность, столь характерная для большинства этапов развития бассейна.

Что касается конкретных вопросов выделения отложений набалаского горизонта в отдельных районах бассейна, то необходимо в первую очередь отметить следующее.

Выделение данных отложений в Южной Эстонии и на территории Латвии не вызывает особых затруднений, они могут быть выделены уже по литологическим критериям (см. рис. 28; Мянниль, 1963б). В полосе, проходящей через Южную Эстонию, паэкнаский подгоризонт при этом представлен преимущественно глауконитовыми известняками (рис. 27), которые, видимо, выделяются также в скважине Филе Хайдар (о-в Готланд, интервал 305,0—308,3 м; Thorslund and Westergård, 1938) и в разрезе Фяка района оз. Сильян (предположительно слои 2—8 разреза известняка Сландром; Jaanusson and Martna, 1948, рис. 2; Jaanusson, 1953, рис. 2). В последней местности найден *Calyptaulax* cf. *altumi* (Rem.), который, видимо, встречается в тех же слоях также в юго-восточной части Эстонии (скв. Отепя).

В районе о-ва Эланд, Естерйётланда и местами Вестерйётланда отложения набалаского горизонта отсутствуют. В районе Биллинген-Фалбюгден между сланцевыми толщами Моссен (E) и Фяка (F_1b) местами развиты темные скрытокристаллические известняки Бесторп (Skoglund, 1963) мощностью до 4,5 м, относимые некоторыми исследователями (Thorslund, 1940) к известняку Сландром; некоторые же склонны рас-

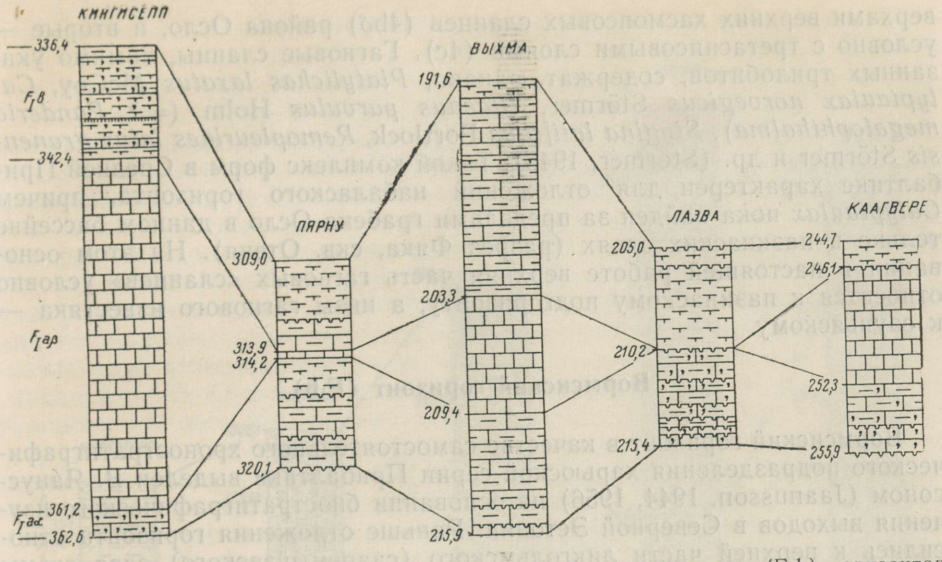


Рис. 27. Сопоставление отложений набалаского (F_Ia) и вормсиского (F_Ib) горизонтов по разрезам скважин Южной Эстонии.

сматривать их как возрастные аналоги низов сланцев Фяка (Skoglund, 1963; Jaanusson, 1963a). Мы присоединяемся к мнению П. Туршлунда и рассматриваем указанные известняки условно как аналоги сауньяских известняков, поскольку это лучше согласуется с общей обстановкой осадконакопления в бассейне.

В юго-восточной части Сконе (район Ярреста да) к данному горизонту можно условно отнести среднюю часть средних дицеллограптовых сланцев, мощностью менее 1м, содержащих *Climacograptus styloideus* Lapw., *Orthograptus truncatus* (Lapw.), *Pleurograptus linearis* (Carr.) и др. (Olin, 1906; Regnéll, 1960). Эти слои представлены также на о-ве Борнхольм (Hadding, 1915a, b; Poulsen, 1922), где их мощность, однако, еще меньше.

В скважине Линдегорд (СЗ Сконе) данные отложения представлены, видимо, средней частью пачки черных сланцев интервала 49,65—52,85 м, содержащих *Climacograptus* cf. *styloideus* Lapw., *Orthograptus gracilis* (Roem.), *Lonchodomas portlocki* (Barr.), *Tretaspis granulata* (Wahl.) *Hisingerella* cf. *nana* (Hadd.), *Paterula* cf. *bohemica* Barr., *P.* cf. *portlocki* (Geinitz), *Primitiella tenera* Linnarss., *Lepidocoleus suecicus* Mob. и целиком соответствующих, видимо, зоне *Pleurograptus linearis* (Glimberg, 1961).

Аналогичными маломощными отложениями представлен данный горизонт, возможно, также в Северной Польше (по меньшей мере в западных скважинах; ср. Tomczykowa, 1964).

В районе Осло набаласкому горизонту, по аналогии с районами Сконе и Северной Польши, возможно, соответствуют низы нижних третасписовых сланцев (4cα), общая мощность которых оценивается только в 6—7 м (Störmer, 1934, 1945); однако не исключена возможность, что эти отложения здесь целиком отсутствуют (как местами и в Вестерйётланде; ср. Störmer, 1945, стр. 391; Jaanusson, 1963a, 1964).

В северном Хаделанне развиты так называемые гагновые сланцы и известняки, суммарной мощностью около 40 м. Л. Стёрмер сопоставляет первые из них на основании наличия *Tretaspis ceriodes* и *T. kiaeri* с

верхами верхних хасмопсовых сланцев (4bδ) района Осло, а вторые — условно с третасписовыми слоями (4c). Гагновые сланцы, помимо указанных трилобитов, содержат, однако, *Platylichas laxatus* McCoy, *Calyptaulax norvegicus* Störmer, *Illaenus parvulus* Holm (=? *Panderia megalophthalma*), *Stygina latifrons* Portlock, *Remopleurides latus granensis* Störmer и др. (Störmer, 1945). Такой комплекс форм в Средней Прибалтике характерен для отложений набалаского горизонта, причем *Calyptaulax* пока найден за пределами грабена Осло в данном бассейне только в паэкнаских слоях (разрез Фяка, скв. Отепя). На этом основании в настоящей работе верхняя часть гагновых «сланцев» условно относится к паэкнаскому подгоризонту, а низы гагнового известняка — к сауньяскому.

Вормсиский горизонт (F_1b)

Вормсиский горизонт в качестве самостоятельного хроностратиграфического подразделения харьюской серии Прибалтики выделен В. Яануссоном (Jaanusson, 1944, 1956) на основании биостратиграфического изучения выходов в Северной Эстонии. Раньше отложения горизонта относились к верхней части ликгольмского (сааремыйзаского) слоя схемы Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881, 1898).

Попытки выделения отложений вормсиского горизонта по разрезам буровых скважин как в Северной, так и в Южной Прибалтике до самого последнего времени не имели успеха главным образом из-за недостатка фактических данных (в первую очередь по макрофауне и литологии). Так, Т. Н. Алихова (1960а) рассматривала вормсиский горизонт в Латвийской седловине и в Южной Прибалтике совместно с набаласким (стр. 42—43), причем в Черской скважине, например, в этот же комплекс ею были включены также красновато-коричневые известняки нийбиского подгоризонта. Она (Алихова, 1960а, стр. 24) отмечает, что вормсиский горизонт как в литологическом, так и в фаунистическом отношении является наименее четким во всем разрезе ордовика Русской платформы.

А. Рыымусокс (1960а, б, 1962) на основании макролитологического сопоставления разрезов Северной и Средней Эстонии, как мы уже видели при рассмотрении предыдущего горизонта, пришел к отрицанию самостоятельности вормсиского горизонта и предложил рассматривать его только в качестве литостратиграфической пачки местного значения. Следует сказать, что такой вывод о сущности данного горизонта мало убедителен и основывается только на предварительном изучении кернового материала на довольно ограниченной площади, без учета данных, в частности палеонтологических, по всему бассейну. Так, статистические данные о фауне, приведенные самим А. Рыымусоксом (1962) по материалам из обнажений, по существу говорят о биостратиграфической самостоятельности рассматриваемой стратиграфической единицы.

Изучение разрезов новых буровых скважин Южной Эстонии и Латвии и их сопоставление с разрезами и обнажениями Северной Эстонии и Скандинавии убедило нас в одновозрастности вормсиских известняков Северной Эстонии, тудулиннаских мергелей Средней и Южной Эстонии и граптолитовых сланцев свиты Фяка Средней Прибалтики и Скандинавии (см. рис. 27 и 28). Ввиду резких фациальных различий общие элементы фауны между указанными отложениями практически отсутствуют и поэтому одновозрастность их может быть доказана лишь посредством ниже- и вышележащих отложений и одновозрастностью соответствующих стратиграфических границ.

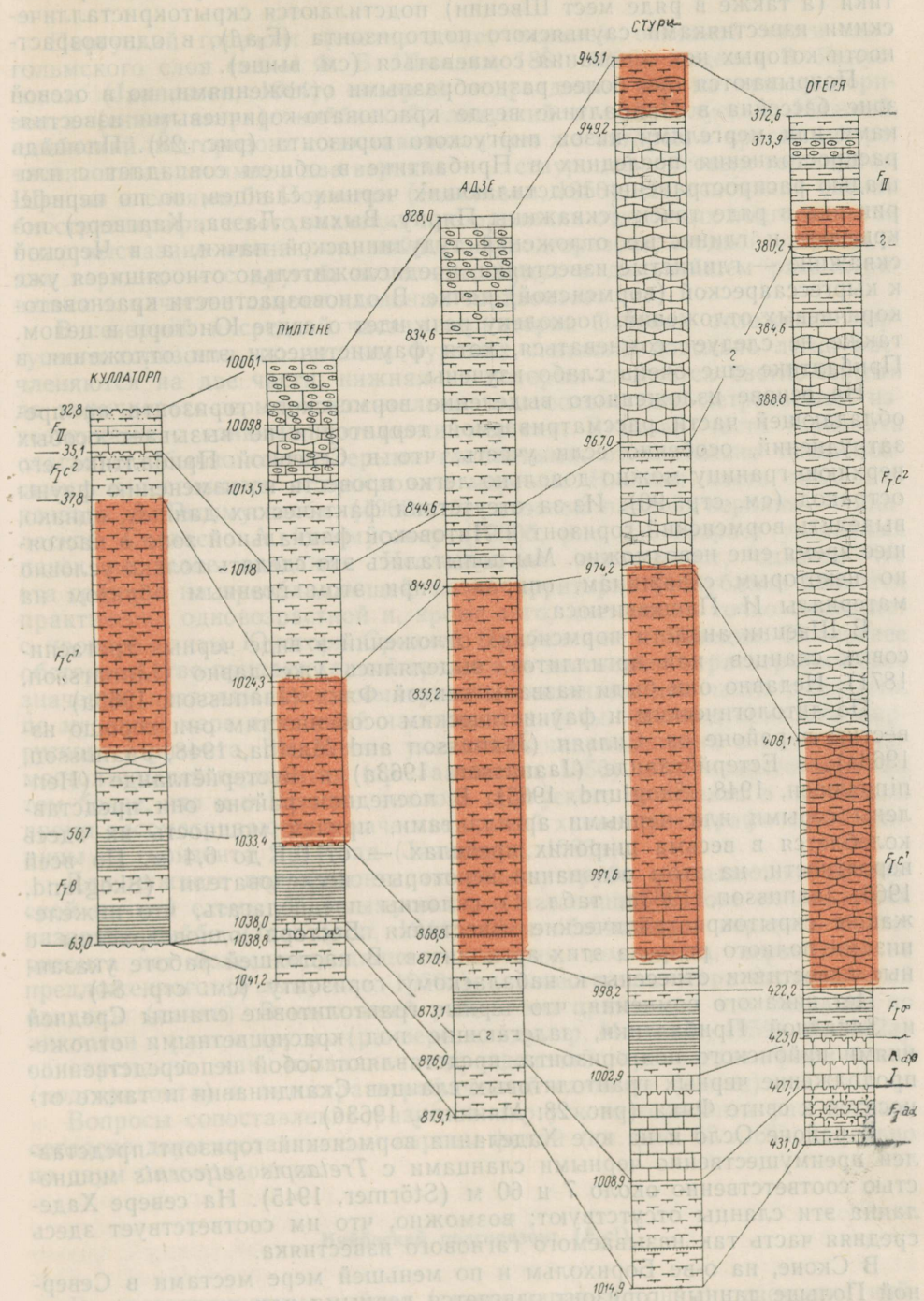


Рис. 28. Сопоставление разрезов харьюской серии Шведско-Латвийской фациальной зоны.

На рисунке корреляция верхов серии в скважине Стури показана неправильно — отложения пор-кунского возраста (F_{II}) залегают там в действительности выше глубины 945,1 м (см. стр. 97).

Все три пачки на широкой территории Северной и Средней Прибалтики (а также в ряде мест Швеции) подстилаются скрытокристаллическими известняками сауньяского подгоризонта ($F_1a\beta$), в одновозрастности которых нет основания сомневаться (см. выше).

Покрываются они более разнообразными отложениями, но в осевой зоне бассейна в Прибалтике везде красновато-коричневыми известняками или мергелями низов пиргуского горизонта (рис. 28). Площадь распространения последних в Прибалтике в общем совпадает с площадью распространения подстилающих черных сланцев, но по периферии они в ряде точек (скважины Пярну, Выхма, Лаэва, Каагвере) покрывают и глинистые отложения тудулиннаской пачки, а в Черской скважине — глинистые известняки, предположительно относящиеся уже к кыргессаареской (вормсиской) пачке. В одновозрастности красновато-коричневых отложений, поскольку речь идет о свите Юнсторп в целом, также не следует сомневаться, хотя фаунистически эти отложения в Прибалтике еще очень слабо изучены.

На основе изложенного выделение вормсиского горизонта на преобладающей части рассматриваемой территории не вызывает особых затруднений, особенно если учесть, что в Северной Прибалтике его верхнюю границу можно довольно легко провести по изменению фауны остракод (см. стр. 90). Из-за отсутствия фактических данных, однако, выделить вормсиский горизонт в Литовской фациальной зоне в настоящее время еще невозможно. Мы попытались это сделать только условно по некоторым скважинам, опираясь при этом главным образом на материалы И. Пашкевичюса.

В Швеции аналоги вормсиских отложений в виде черных третасписовых сланцев, или аргиллитов, выделялись уже давно (Linnarsson, 1871). Недавно они были названы свитой Фяка (Jaanusson, 1963а).

По литологическим и фаунистическим особенностям они хорошо известны в районе оз. Сильян (Jaanusson and Martna, 1948; Jaanusson, 1963а), в Естерйётланде (Jaanusson, 1963а) и Вестерйётланде (Henningsmoen, 1948; Skoglund, 1963). В последнем районе они представлены серыми или черными аргиллитами, причем мощность их здесь колеблется в весьма широких пределах — от 0,1 до 6,4 м. По всей вероятности, на этом основании некоторые исследователи (Skoglund, 1963; Jaanusson, 1963а, табл. 1) склонны предполагать, что нижележащие скрытокристаллические известняки Бесторп одновозрастны с низами полного разреза этих аргиллитов. В настоящей работе указанные известняки отнесены к набаласкому горизонту (см. стр. 84).

Нет никакого сомнения, что черные граптолитовые сланцы Средней и Западной Прибалтики, залегающие под красноцветными отложениями нийбиского подгоризонта, представляют собой непосредственное продолжение черных граптолитовых сланцев Скандинавии и также относятся к свите Фяка (рис. 28; Мянниль, 1963б).

В районе Осло и на юге Хаделанна вормсиский горизонт представлен преимущественно черными сланцами с *Tretaspis seticornis* мощностью соответственно около 7 и 60 м (Störmer, 1945). На севере Хаделанна эти сланцы отсутствуют; возможно, что им соответствует здесь средняя часть так называемого гагнового известняка.

В Сконе, на о-ве Борнхольм и по меньшей мере местами в Северной Польше данный горизонт слагается черными или серыми аргиллитами (местами сланцами) — верхами так называемых дицеллограптовых сланцев (см. подробнее в описании предыдущего горизонта).

Пиргуский горизонт (F_1c)

Пиргуский горизонт (соответствует верхней, основной части ликгольмского слоя схемы Ф. Б. Шмидта, 1881, 1898) выделен В. Яануссоном (Jaanusson, 1944), который подразделил его на три подгоризонта (снизу вверх): нийбиский, лохуский и пийрсалуский. Нижний, нийбиский подгоризонт сопоставляется тем же автором с красными третасписовыми слоями, а два верхних — с стауроцефалусовым горизонтом Швеции и слоями 5а Норвегии (Jaanusson, 1956), На основании оценки биостратиграфического значения и корреляции отдельных подгоризонтов было высказано мнение, что нийбиский подгоризонт, с одной стороны, и два верхних — с другой, возможно, будут в дальнейшем рассматриваться в качестве самостоятельных горизонтов.

В северной и средней частях территории Эстонии отложения пиргуского горизонта, по данным буровых скважин, довольно легко расчленяются на две части, нижняя из которых слагается светло-серыми до коричневато-серых, относительно толстослоистыми детритовыми известняками с тонкими прослоями мергеля. Верхняя часть горизонта слагается обычно светло-серыми глинистыми, относительно тонкослоистыми известняками с прослоями мергеля. Нижняя часть горизонта названа А. Рыымусоксом (1960а, б) моэской пачкой, верхняя — адилаской. Согласно А. Рыымусоксу (1960б, рис. 2), возраст указанных пачек не везде одинаков. Исследования показывают, однако, что эта граница на преобладающей части территории республики является практически одновозрастной и, кроме того, достаточно точно совпадает с кровлей свиты Юнсторп Средней Прибалтики и Швеции. Последнее обстоятельство придает данной границе существенное стратиграфическое значение, позволяющее рассматривать указанные две части горизонта, по меньшей мере для целей настоящей работы, как подгоризонты пиргуского горизонта. Выделение указанных подразделений в качестве самостоятельных горизонтов (ср. Jaanusson, 1956) пока нецелесообразно, тем более, что и в Швеции аналоги пиргуского горизонта в настоящее время рассматриваются в качестве единой хроностратиграфической единицы — горизонта Яррестад (Jaanusson, 1963а).

Для нижнего подгоризонта, по объему грубо совпадающего с моэской пачкой схемы А. Рыымусокса, в настоящей работе используется название нийби (Jaanusson, 1944). Для обозначения верхнего подгоризонта нет более подходящего названия, чем адила, первоначально предложенного (Рыымусокс, 1960а) в качестве литостратиграфической единицы (пачки). В настоящей работе мы применяем это название по аналогии с рядом других (раквере, оанду; ср. Мянниль, 1959а, б, 1962а) одновременно как название подразделений хроностратиграфической (подгоризонта) и литостратиграфической единицы (пачки).

Вопросы сопоставления разрезов пиргуского горизонта рассмотрим, согласно двум составленным картам фаций (см. рис. 63 и 64), отдельно по двум подгоризонтам.

Нийбиский подгоризонт (F_1c^1)

В стратотипическом районе (северо-запад Эстонии) отложения нийбиского подгоризонта представлены толстослоистыми детритовыми известняками, включающими небольшие рифовые тела (у Нийби, Хуйтберг, Руунавере). Фауна этих отложений довольно богата и относительно хорошо изучена (см. Jaanusson, 1956; Рыымусокс, 1962).

На остальной части территории Северной и Средней Эстонии подгоризонт известен главным образом по данным бурения, причем фаунистическая его характеристика ограничивается здесь почти одними лишь остракодами. Поэтому при проведении в этом районе нижней границы пиргуского горизонта наряду с появляющимися впервые видами остракод [*Platybolbina maslovi* Sarv, *Oepikella luminosa* Sarv, *Foramenella parkis* (Neckaja)] приходится опираться в основном на литологические критерии. Существенную помощь при этом оказывают водоросли дазикладацеи, преимущественно представители рода *Dasyporella*, которые в рассматриваемом районе особенно характерны для пород данного подгоризонта (Рыымусокс, 1960а, 1962; Männil, 1961b).

Верхняя граница подгоризонта проводится в рассматриваемом районе в кернах пока только по литологическому изменению пород. Мощность подгоризонта обычно колеблется в пределах 10—20 м.

На линии Пярну—Выхма—Лаэва серые известняки нийбиского подгоризонта (моэской пачки) переходят в красновато-коричневые известняки свиты Юнсторп. В Южной Эстонии, обычно также и в других районах Средней Прибалтики, указанные красновато-коричневые отложения тоже очень бедны фауной и поэтому непосредственное соответствие моэской пачки отложениям свиты Юнстроп пока доказывается только литологической корреляцией разрезов.

Фауна свиты Юнсторп более богата в осевой (глинистой) части бассейна, где она изучалась нами по скважинам Блидене, Стури и Адзе (Мянниль, 1963б). В скважине Адзе (рис. 29) свиту можно фаунистически подразделить на две части, причем для нижней характерны *Panderia megalophthalma* Linnarss., *«Brachyaspis» laevigata* (Ang.), *Tretaspis granulata* (Wahl.) и *«Sowerbyella» rosettana* Henn., а для верхней — *Sampo* ? sp., *«Dalmanella»* sp., *Tretaspis latilimba* (Linnarss.) и др. По данным других скважин, однако, большинство перечисленных форм встречается на различных стратиграфических уровнях и поэтому вряд ли они могут, за исключением, может быть, представителей рода *Tretaspis*, служить основанием для зонального расчленения рассматриваемой толщи.

Ввиду резких фациальных различий среди фауны свиты Юнсторп Средней Прибалтики практически полностью отсутствуют элементы фауны Эстонской фациальной зоны. Пока известна лишь одна «прибалтийская» форма — *Parabolbina primitiva* Sarv, найденная в скважине Блидене в самых низах красноцветной толщи, в зеленовато-серых мергелях (на 0,5 м выше подошвы толщи). Этот вид установлен на выходах в верхней части набалаского и в низах пиргуского горизонта, а в скважине Эйамаа — практически во всей толще последнего. Для сопоставления разрезов этот вид, таким образом, значения не имеет.

В Средней Швеции стратиграфия свиты Юнсторп недавно рассматривалась В. Яануссоном (Jaanusson, 1963a); детальные сведения о ее разрезе в скважине Куллаторп приведены Г. Хеннингсмуэном (Henningsmoen, 1948).

Все имеющиеся сведения не оставляют сомнения в том, что отложения свиты Юнсторп Средней Швеции и Средней Прибалтики как литологически, так и фаунистически представляют единую толщу с границами, практически одновозрастными на всей рассматриваемой территории (см. Мянниль, 1963б).

Кроме указанных районов, отложения свиты Юнсторп известны местами в Калининградской области (Романов и Зотова, 1962) и в Северной Польше (Tomczykowa, 1964). Мощность их здесь точно не установлена, но она, видимо, судя по описанию разреза Нивенской сква-

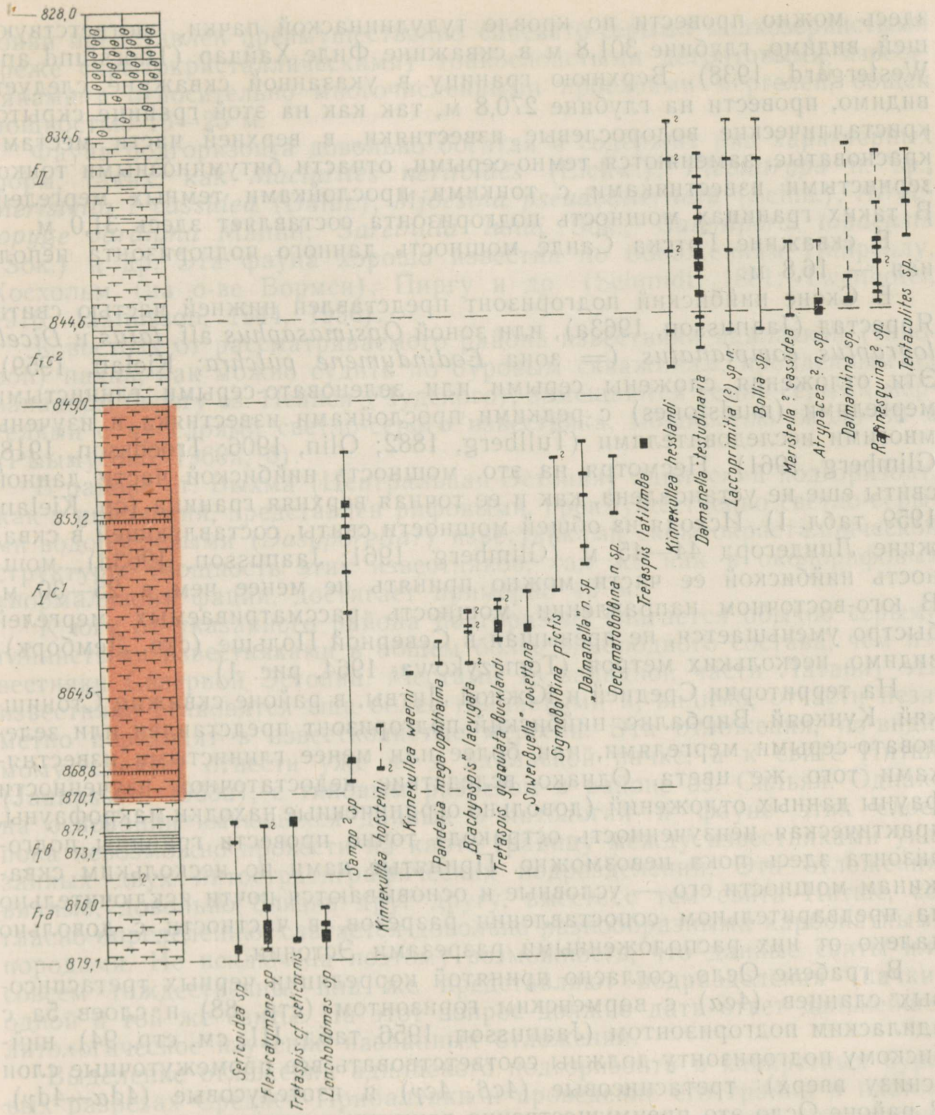


Рис. 29. Распространение характерных представителей фауны в харьюских отложениях разреза скважины Адзе в Западной Латвии (по определениям Л. Сарва и автора).

жины, не превышает 6—7 м. Кроме того, очень вероятно, что к данной свите относятся красноцветные известковистые сланцы мощностью 60—70 м, залегающие в Рингсакере у Тёруд-Браттберга (грабен Осло) над плотными скрытокристаллическими известняками. Норвежские исследователи условно относят указанные сланцы к известняку Мьёса (Störmer, 1953, стр. 111), но, возможно, они представляют собой аналог свиты Юнсторп.

В районе, охватывающем острова Готланд, Готска Сандё и Аландские, а также Южно-Ботнический район, нийбиский подгоризонт представлен преимущественно скрытокристаллическими известняками, относящимися к свите Ёстершё (Östersjö). Нижнюю границу подгоризонта

здесь можно провести по кровле тудулиннаской пачки, соответствующей, видимо, глубине 301,8 м в скважине Филе Хайдар (Thorslund and Westergård, 1938). Верхнюю границу в указанной скважине следует, видимо, провести на глубине 270,8 м, так как на этой границе скрытокристаллические водорослевые известняки, в верхней части местами красноватые, заменяются темно-серыми, отчасти битуминозными тонкозернистыми известняками с тонкими прослойками темных мергелей. В таких границах мощность подгоризонта составляет здесь 31,0 м.

В скважине Готска Сандё мощность данного подгоризонта неполная — 16,8 м.

В Сконе нийбиский подгоризонт представлен нижней частью свиты Ярреста̀д (Jaanusson, 1963a), или зоной *Opsimasaphus* aff. *latus* и *Diellograptus complanatus* (= зона *Eodindymene pulchra*; Kielan, 1959). Эти отложения сложены серыми или зеленовато-серыми глинистыми мергелями (mudstones) с редкими прослойками известняка и изучены многими исследователями (Tullberg, 1882; Olin, 1906; Troedsson, 1918; Glimberg, 1961). Несмотря на это, мощность нийбиской части данной свиты еще не установлена, как и ее точная верхняя граница (ср. Kielan, 1959, табл. 1). Исходя из общей мощности свиты, составляющей в скважине Линдегорд 44—45 м (Glimberg, 1961; Jaanusson, 1963a), мощность нийбиской ее части можно принять не менее чем в 25—30 м. В юго-восточном направлении мощность рассматриваемых мергелей быстро уменьшается, не превышая в Северной Польше (скв. Лемборк), видимо, нескольких метров (Tomczykowa, 1964, рис. 1).

На территории Средней и Южной Литвы, в районе скважин Стонишкяй, Кункояй, Вирбалис, нийбиский подгоризонт представлен или зеленовато-серыми мергелями, или более или менее глинистыми известняками того же цвета. Однако вследствие недостаточной изученности фауны данных отложений (довольно ограниченные находки макрофауны, практическая неизученность остракод) точно провести границы подгоризонта здесь пока невозможно. Принятые нами по нескольким скважинам мощности его — условные и основываются почти исключительно на предварительном сопоставлении разрезов, в частности с довольно далеко от них расположенными разрезами Эстонии.

В грабене Осло, согласно принятой корреляции черных третасписовых сланцев (4cα) с вормсиским горизонтом (стр. 88) и слоев 5a с адиласким подгоризонтом (Jaanusson, 1956, табл. III; см. стр. 94), нийбискому подгоризонту должны соответствовать все промежуточные слои (снизу вверх): третасписовые (4cβ, 4cγ) и изотелусовые (4dα—4dγ). В районе Осло это преимущественно глинистые мергели и сланцы с относительно частыми прослоями и линзами известняков, общей мощностью около 110 м, в южной части района Хаделанн — глинистые мергели и сланцы с редкими включениями известняков, общей мощностью около 60 м. В северной части района Хаделанн им соответствует, возможно, верхняя часть гагнового известняка, мощностью около 20 м (Störmer, 1945, рис. 3; см. также Brögger, 1887; Störmer, 1934; Strand, 1933; Kiaer, 1926). Весьма вероятно, что в районе Рингсакер к нийбискому подгоризонту относится верхняя часть известняка Мьёса, сложенная красноцветными карбонатными сланцами мощностью 60—70 м (Störmer, 1953, стр. 111).

Адилаский подгоризонт (F_1c^2)

Адилаский подгоризонт как в стратотипическом районе, расположенном к югу от г. Таллина, так и на остальной территории Северной Эс-

тонии представлен преимущественно синевато-серыми мелкозернистыми (реже скрытокристаллическими) тонкослоистыми детритовыми известняками с относительно многочисленными прослоями мергелей, общей мощностью 15—25 м.

Фауна подгоризонта довольно богатая и содержит ряд характерных форм, таких, как *Maclurites neritoides* (Eichw.), *Plectatrypa* n. sp., *Meristella* ? *cassidea* (Dalm.), *Mjoesina pseudoalternata* (Schm.), *Atractopyge vardiana* Männil, *Sarcinula luhai* Sok., *Catenipora tapaensis* (Sok.) и др. Эта фауна хорошо известна по обнажениям Пийрсалу, Хосхольм (на о-ве Вормси), Пиргу и др. (Schmidt, 1881; Twenhofel, 1916; Jaanusson, 1944, 1956).

К востоку от рассматриваемого района известняки адилаской (типовой) пачки, как можно судить по буровым скважинам, пройденным на западном берегу оз. Пейпси (Чудского), замещаются темно-серыми мергелями с прослоями светло-серого известняка, мощностью около 30 м (Рыымусокс, 1960а, б).

В районе ст. Выхма (Центральная Эстония) адилаский подгоризонт, как и нийбиский, представлен рифовыми, преимущественно светло-серыми водорослевыми (*Dasyporella*?) известняками скрытокристаллической структуры. Мощность этих известняков, так же как и околорифовых «нормальной» фации, достигает примерно 40 м.

К югу от указанного района подгоризонт слагается обычно серыми глинистыми известняками в общем более однородного состава, чем известняки Северной Эстонии. Местами (в западной части Латвии) эти известняки становятся еще более глинистыми и, видимо, отчасти незаметно переходят в известковистые мергели. Эти отложения, по-видимому, следует отнести уже не к адилаской пачке, а к свите Нитшё (Jaanusson, 1963а), с типовым разрезом в районе оз. Сильян. Однако на основании имеющихся данных о литологии и фауне этих слоев пока невозможно провести на карте границу между известняками указанных двух литостратиграфических подразделений. Эти отложения, видимо, довольно близки друг другу, вместе с тем свита Нитшё, согласно определению, слагается довольно разнообразными карбонатными породами. Не исключена поэтому возможность, что данные свиты или совсем тождественны, или же представляют подразделения (пачки) одной и той же свиты. На этот вопрос должно дать ответ дальнейшее литологическое изучение названных отложений.

Выделение отложений адилаского подгоризонта в конкретных буровых разрезах Средней Прибалтики и проведение его границ в настоящее время связано с еще бóльшими трудностями, так как эти отложения в данном регионе исключительно бедны фауной. Литология же их почти не изучалась. Поэтому данный подгоризонт выделен нами условно, исходя главным образом из общей литологической характеристики выше- и нижележащих слоев.

Особенно трудно выделяется адилаский подгоризонт в западной части Южной Прибалтики, где он слагается скрытокристаллическими известняками (район скважин Крякянава, Стачюнай, Кункояй, Илгай и Голдап), не отличимыми от известняков вышележащего поркуниского горизонта, а также на юго-востоке Литвы, где он представлен серыми детритовыми известняками, как и предполагаемый поркуниский горизонт в том же районе. В первом случае к адиласкому подгоризонту нами условно отнесены известняки без видимой фауны (слои с *Holorhynchus* отнесены к поркунискому горизонту), а во втором лишь предполагается присутствие данного подгоризонта, исходя из соображений общего характера.

В Западной Латвии к адиласкому подгоризонту отнесены слои, залегающие непосредственно над красновато-коричневой толщей свиты Юнсторп. Эти либо серые глинистые известняки и мергели, не содержащие еще характерную фауну далманитиновых слоев в узком смысле (скважины Пилтене и Адзе; рис. 29), либо зеленовато-серые (реже красновато-коричневые) мергели или скрытокристаллические известняки (скважины Ремте, Блидене, Стури). Мощность этих отложений небольшая — 4,0—8,3 м (рис. 28).

В скважинах Нивенская, Бартошице и Голдап, судя по литературным данным (Романов и Зотова, 1962; Tomczykowa, 1964), этот подгоризонт представлен аналогичными отложениями.

В Естерйётланде к свите Нитшё первоначально (Jaanusson, 1963a) были отнесены лишь темно-серые мергели мощностью по скважине Смедсбю Горд 2,34 м. Согласно неопубликованным данным доктора С. Бяргстрёма (S. Bergström), однако, к этой свите относится также пачка вышележащих серых известняков мощностью 5,65 м, ранее отнесенных условно к далманитиновым слоям. Свита Нитшё, таким образом, достигает здесь мощности 7,99 м и непосредственно покрывается граптолитовыми сланцами силура.

В районе оз. Сильян отложения свиты Нитшё известны по обнажениям, где они содержат *Dalmanitina mucronata* (Brongn.), *Staurocephalus clavifrons* Ang., *Phillipsinella parabola* (Barr.) и др. и достигают мощности 2,15 м (Thorslund, 1935).

На о-ве Готланд (скважина Филе Хайдар) мы условно относим к адиласкому подгоризонту верхи толщи тонкозернистых и скрытокристаллических водорослевых известняков мощностью 22,0 м (Thorslund and Westergård, 1938).

В Вестерйётланде, в районе Биллинген—Фалбюгден, рассматриваемый подгоризонт представлен толщей темно-серых до черных глинистых мергелей и сланцев, выделенных недавно В. Яануссоном (Jaanusson, 1963a) в качестве свиты Улунда. Мощность этих отложений колеблется в пределах 2,55—14,68 м, а в преобладающей части района составляет свыше 10 м. Свита в общем бедна фауной, но в верхах ее (1,0 м) установлены характерные трилобиты *Staurocephalus clavifrons* Ang., *Dalmanitina mucronata* (Brongn.), *Tretaspis latilimba* (Linnarss.), *Phillipsinella parabola* (Barr.), *Panderia megalophthalma* Linnarss., *Lonchodomas portlocki* (Barr.) (Linnarsson, 1869; Westergård, 1928; Skoglund, 1963).

Аналоги рассматриваемых слоев, развитые в районе горы Чиннекулле (скважина Куллаторп, интервал 35,15—37,80 м; Henningsmoen, 1948), отнесены В. Яануссоном (1963a) к свите Нитшё, но мы рассмотрим их условно в составе свиты Улунда.

В Сконе, а также, видимо, на о-ве Борнхольм и в скважине Лемборк адилаский подгоризонт представлен мергелями свиты Ярестад (см. стр. 92). В двух последних точках мощность их ничтожная.

Достоверно адилаский подгоризонт выделяется в грабене Осло, где он представлен так называемым гастроподовым известняком (5a), содержащим *Tretaspis latilimba* (Linnarss.), *Sarcinula organum* (Linnaeus), *Platybolbina* cf. *plana* (Krause), *Cystomatochilina umbonata* (Krause), *Oepikella frequens* (Steusl.), *Macronotella* cf. *praelonga* (Steusl.) и др. В районах Рингерике и Хаделанн 5a представлен массивным известняком мощностью до 100 м и содержит богатую и разнообразную фауну и флору (Kiaer, 1897, 1920). В районе Осло эти известняки менее мощные (около 30 м) и богаты тонким терригенным

материалом (Kiaer, 1901). В районе Мьёса отложения адилаского подгоризонта полностью отсутствуют, очевидно, из-за последующего размыва.

Поркуниский горизонт (F_{II})

Поркуниский горизонт ввиду своего расположения на границе ордовика и силура обратил на себя в последние годы внимание очень многих исследователей (Соколов, 1951; Рябинин, 1952; Jaanusson, 1956; Martna, 1957; Rõõmusoks, 1961; Никифорова, Обут, 1960; Соколов, Алихова, Келлер, Никифорова, Обут, 1960; Мянниль, 1959б, 1962в).

Наряду с этим уделялось внимание изучению литостратиграфии данного горизонта в Северной Эстонии, в результате чего был предложен ряд схем его расчленения [схемы Ю. Сирка (см. Аалоэ, 1960), А. Рыымусокса (1960а, б) и неопубликованные схемы Э. Юргенсон (1961 г.), А. Аалоэ (1961 г.) и В. Кырвеля и др. (1964 г.)]. Из этих схем остановимся лишь на схеме А. Рыымусокса 1960 г., которая более широко вошла в литературу и согласно которой в поркуниском горизонте выделялись четыре пачки: адилаская (F_2M), рёаская (F_2R), койгиская (F_2K) и «мергелистая» (F_2M). Из них адилаская и мергелистая пачки образуют низы горизонта, рёаская пачка — его основную, среднюю часть (= поркуниский горизонт в узком смысле) и койгиская — его верхи (кварцевый песчаник + скрытокристаллический известняк).

Последующие исследования (см. Мянниль, 1962в, сноски на стр. 115 и 124), однако, вызывали необходимость в ревизии границы горизонта, принятой в схеме А. Рыымусокса 1960 г. В результате ревизии указанный автор отказался от своей прежней схемы и в настоящее время предлагает рассматривать поркуниский горизонт в объеме, близком к принятому еще Ф. Б. Шмидтом (1858, 1881) и А. Валем (Wahl, 1923).

Согласно такой схеме, принятой и в настоящей работе, нижняя граница горизонта проводится по основанию пачки грубодетритовых известняков или их аналогов, верхняя — условно по кровле кварцевых песчаников или (при их отсутствии) рифовых известняков. В полосе выходов в горизонте выделяются следующие пачки: вохилайдская, сиугеская, тыревереская и камарикуская.

Названия трех первых пачек предложены Ю. Сирком (в рукописной работе 1958 г.), а название четвертой — А. Рыымусоксом.

Вохилайдская пачка залегает в основании горизонта и состоит из грубодетритовых известняков мощностью до 3,7 м. Залегающая выше сиугеская пачка слагается коричневато-серым, обычно несколько битуминозным мелкозернистым известняком и битуминозным мергелем, общей мощностью до 2,6 м. Следующая, тыревереская пачка состоит обычно из светло-серого мелкозернистого известняка, нередко с примесью алевритовой фракции из кварцевых зерен, мощностью до 4 м, а камарикуская пачка — из более или менее чистых мелкозернистых кварцевых песчаников мощностью до 2,7 м.

Такое четырехчленное деление горизонта характерно для стратотипической местности (северной части Пандивереской возвышенности), но хорошо прослеживается и на западе, например в районе пос. Рапла (Мянниль, рукописная работа 1948 г.). К южным районам Эстонии рассматриваемое деление, видимо, не применимо.

Вся область выхода поркуниского горизонта представляет собой мелководную рифовую фацию, характеризующуюся обильным развитием относительно мелких рифовых (биогермных) тел (Мянниль, 1962в,

стр. 124). Последние, как это можно судить по обнажениям Поркуни и Паасвере, а также по разрезу скважины Орьяку, по меньшей мере местами охватывают весь разрез поркуниского горизонта, за исключением, возможно, лишь камарикуской пачки.

Общая мощность горизонта в районе выхода колеблется, по имеющимся данным, от 0,8 до 7,3 м. Фауна его здесь довольно разнообразная и состоит более чем из 180 видов (Мянниль, 1962в).

В южной части Эстонии, в районе глубокого залегания, разрезы поркуниского горизонта еще слабо изучены и в большинстве случаев их сопоставление со стратотипическим разрезом еще слабо обосновано. Это касается, в частности, разрезов скважин Выхма и Пярну. В первом случае к данному горизонту условно отнесена толща доломитизированных серых мергелей мощностью 16,2 м, залегающих между рифовыми известняками пиргуского горизонта и глинисто-известняковыми слоями нижнесилурийского юруского горизонта и, кроме мелких ругоз, почти не содержащих определимых остатков фауны. В скважине Пярну к данному горизонту условно отнесены (Мянниль, 1962в) глинистые известняки с подчиненными пачками алевритистых (?) мергелей, общей мощностью 17,5 м (интервал 239,4—256,9 м). Фауна рассматриваемой части разреза еще плохо изучена, но, согласно предварительным определениям, в составе ее ругоз и остракод, по данным Д. Кальо и В. Вийра, преобладают характерные пиргуские виды и отсутствует элемент, типичный для рифовой фации горизонта. Мшанки данного интервала представлены видами, на выходах общими для пиргуского и поркуниского горизонтов, за исключением руководящего для последнего *Sceptropora facula* Ulr., найденного в керне на глубине 242,6, 243,6 и 254,3 м. Среди остракод, кроме пиргуских видов, бросается в глаза группа видов, близких к видам из слоев 5b Норвегии (*Distobolbina tuberculata* (Henn.), *Disulcina* n. sp. (?), *Tetradella* n. sp. (определения Л. Сарва).

Наличие характерных пиргуских и отсутствие характерных поркуниских остракод и ругоз на первый взгляд заставляет сомневаться в принадлежности рассматриваемых слоев к поркунискому горизонту. Но, с другой стороны, резкие фациальные различия, обычно существующие между рифовой и «нормальной» фациями и обусловливающие иногда существенные различия в фауне, этому также не противоречат (см. стр. 152). Поэтому, исходя из наличия *Sceptropora facula* и указанных выше остракод, а также из общего беспрерывного характера разреза, мы не сомневаемся в наличии аналогов поркуниского горизонта в данной скважине. Они должны залегать здесь ниже уровня 239,4 м, маркированного поверхностью перерыва и обозначающего основание силура. На этой глубине происходит резкое обновление фауны, продемонстрированное нами на мшанках (Мянниль, 1962в, стр. 123).

В пользу такой корреляции говорит наличие данного горизонта в скважине Кингисепп, где он доказан присутствием руководящих остракод *Rectella unicornis* (Neck.), *Tetradella plicatula* (Krause) и *Baltonotella* cf. *kiesowi* (Steusl.), которые встречаются здесь совместно с характерными пиргускими видами *Tvaerenella expedita* Sarv, *Ulrichia* ? *tapaensis* Sarv и *Oepikella luminosa* Sarv. (определения В. Г. Журавлевой), а также наличие довольно близких в фациальном отношении отложений примерно такой же мощности в скважинах Пилтене и Адзе в северо-западной части Латвии. На этом же основании мы считаем допустимым отнесение к поркунискому горизонту доломитизированных известняков и известковистых мергелей разрезов скважин Карула и Каагвере, залегающих под отложениями заведомо юруского горизонта

силура. Эти слои как здесь, так и в указанных скважинах Западной Латвии завершаются оолитовыми известняками, которые хорошо увязываются с песчанистыми отложениями верхов поркунискогo горизонта в восточной и средней частях Эстонии.

В Западной Латвии аналоги поркунискогo горизонта были впервые установлены по скважинам Пилтене (Мянниль, 1963б) и Адзе (рис. 29). В обеих скважинах они представлены внизу серыми известковистыми мергелями мощностью 4,6 (Пилтене) — 10,4 м (Адзе), а наверху серыми оолитовыми известняками мощностью соответственно 7,4 и 6,6 м.

Известковистые мергели содержат богатую фауну, состоящую из *Dalmanitina* cf. *mucronata* (Brongn.), *Brongniartella platynota* (Dalm.), *Dalmanella testudinaria* (Dalm.), *Meristella* ? *cassidea* (Dalm.) и др. и на этом основании несомненно относятся к далманитиновым слоям (в узком смысле) Скандинавии, выделенным недавно в качестве самостоятельного томмарпского горизонта (Jaanusson, 1963a). Вопрос о точном соответствии данных отложений стратотипическому разрезу поркунискогo горизонта или по меньшей мере части этого разреза остается пока открытым ввиду отсутствия необходимых для его решения критериев. Однако на основании наличия на данном стратиграфическом уровне в Южной Эстонии фаунистически слабо охарактеризованных или вообще еще не охарактеризованных отложений можно считать такое соответствие вероятным и вполне приемлемым для целей настоящей работы (см. также Jaanusson, 1956; Мянниль, 1963б).

В оолитовых известняках Северо-Западной Латвии фауна пока не обнаружена, и его сопоставление с аналогичными образованиями разрезов Юго-Восточной Эстонии основывается лишь на аналогичном их расположении в сводном разрезе.

Далманитиновые слои Северо-Западной Латвии на основании фауны надежно увязываются с таковыми в разрезах Вестерйётланда (Troedsson, 1921; Waern, 1948), района оз. Сильян (Thorslund, 1935), Емтланда (Thorslund, 1940, 1943, 1958b, стр. 85), Сконе (Troedsson, 1918, 1921), Северной Польши (Tomczykowa, 1964), а также в центральных и юго-восточных районах последней (Kielan, 1956; 1959; Tomczyk, 1957, 1962).

Разрез верхов ордовика и низов силура в юго-восточной части Курземского полуострова — в скважинах Ремте, Блидене, Стури — имеет несколько иной характер и поэтому интерпретировался нами первоначально неправильно. Там к поркунискому горизонту нами ошибочно отнесена пачка красновато-коричневых мергелей вместе с нижележащими скрытокристаллическими известняками (интервал 945,1—967,0 м в скважине Стури; ср. рис. 28 и 68), которые на самом деле относятся к адиласкому подгоризонту. * В действительности поркуниский горизонт в указанных скважинах, как и на северо-западе полуострова, представлен далманитиновыми слоями, хотя и без четко выраженной пачки оолитовых известняков в их кровле. В некоторых скважинах Средней и Южной Литвы (Укмярге, Жежмаряй, Таучёнис, Григишкес) обнаружен руководящий для слоев 5b вид *Holorhynchus* cf. *giganteus* Kiaer (Пашкевичюс, 1963, стр. 390). Это обстоятельство позволяет выделить аналоги поркунискогo горизонта в виде скрытокристаллических известняков не только в скважинах Южной Латвии и в Южной Литве, но также на значительной территории, расположенной между указанными районами, включая Калининградскую область и крайний северо-восток Польши (скважины Нивенская, Бартошице и Голдап).

* Эта ошибка была обнаружена при осмотре кернов новых скважин (Куйли, Приекуле и др.), когда настоящая работа уже находилась в печати и поэтому рис. 28 и 68 остались неисправленными.

В ряде скважин Литвы (Стачюнай, Илгай, Укмярге, Паровея) над толщей скрытокристаллических известняков с *Holorhynchus* залегает немая толща оолитовых известняков мощностью до нескольких метров, которую И. Пашкевичюс (1963) условно относит к низам силура. Так как оолитовые известняки на территории Литвы непосредственно подстилаются слоями с *Holorhynchus*, а оолитовые известняки Северо-Западной Латвии — слоями с *Dalmanitina* и *Brongniartella*, то они несомненно одновозрастны. На этом основании (по аналогии с разрезами Западной Латвии и юго-востока Эстонии) мы и оолитовые известняки Литвы условно относим к поркунискому горизонту. При этом приходится допустить, что перерыв в осадконакоплении, соответствующий, по мнению Д. Кальо, в районе скважин Таучёнис, Жежмаряй и Укмярге нижнему и среднему лландовери, находится в сводном разрезе данной местности выше оолитовых известняков. Не исключена возможность, что рассматриваемые оолитовые известняки имеют возраст, близкий к возрасту слоев 5c, недавно выделенных Н. Спьельднэсом (Spjeldnaes, 1957b) в районе Осло и отнесенных им под вопросом еще к ордовику.

Основной части поркуниского горизонта в грабене Осло, согласно общепринятой корреляции (Jaanusson, 1956; Алихова, 1960б; Мянниль, 1962в и др.), соответствуют слои 5b, представленные в большинстве южных и средних районов грабена известковистыми песчаниками с прослоями интерформационных конгломератов, а в Рингерике также рифовыми известняками (Kiaer, 1897, 1901, 1908; Brögger, 1887; Spjeldnaes, 1957b; Henningsmoen, 1960a). В этих отложениях наряду с руководящими формами (*Holorhynchus giganteus* Kiaer, *Meristella* ? *cassidea* Dalm. и др.) встречается *Proavella proava* (Eichw.), характерная и для поркуниского горизонта Эстонии. Кроме того, отмечаются некоторые формы (*Pachystylostroma, Palaeophyllum fasciculum*), общие для образований района Рингерике и Северной Эстонии (Кальо, Клааманн, Нестор, 1963).

В Естерйётланде (см. стр. 94), на о-ве Готланд (Thorslund and Westergård, 1938) и на юго-западной окраине о-ва Сааремаа поркунискому горизонту соответствует перерыв.

ГЛАВА II

ХАРАКТЕР И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАЦИЙ

Несмотря на неравномерную и в ряде случаев явно недостаточную изученность стратиграфии и литологии ордовикских отложений Балтийского бассейна, изложенные в предыдущей главе материалы позволяют выделить в большинстве опорных разрезов основные стратиграфические подразделения и с той или иной точностью наметить их границы. На основе таких опорных разрезов и принятой корреляции по ордовикским отложениям бассейна были составлены схематические карты фаций, соответствующие относительно коротким промежуткам геологического времени, длительностью порядка 3—4 миллионов лет. Последние в большинстве случаев соответствуют горизонтам (в некоторых случаях — подгоризонтам) стратиграфической схемы ордовика Прибалтики и обычно совпадают с мелкими естественными этапами развития бассейна и тем самым хорошо отражают особенности и направленность тектонического развития территории и связанный с ним ход процесса осадконакопления. В ряде случаев, однако, недостаточная биостратиграфическая изученность отложений еще не позволяет прослеживать некоторые существенные стратиграфические границы и, следовательно, выделять соответствующие им стратиграфические единицы на всей рассматриваемой территории (например, отдельные подгоризонты пакерортского, волховского, кундаского и ухакуского горизонтов). Карты фаций таких «сложных» возрастных единиц в определенной мере суммарны и плохо отражают действительный ход геологических событий.

Несмотря на эти недостатки, полученные данные позволяют выявить основные закономерности распределения осадков, установить основную фациальную зональность бассейна и, исходя из них, сделать определенные палеогеографические выводы.

В данной главе на основе составленных карт рассматриваются вопросы характера и распределения фаций по отдельным коротким промежуткам геологического времени, общие вопросы их распределения, а также некоторые вопросы размещения и накопления характерных типов осадков.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ ПО ОТДЕЛЬНЫМ ЭТАПАМ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

На картах фаций (рис. 48—68), составленных по ордовикским отложениям Балтийского бассейна, показаны районы суши и основные типы морских осадков. Поскольку рельеф всей рассматриваемой территории, за исключением, возможно, юго-западной и северо-западной окраин, в

течение ордовика был исключительно плоским, то линии раздела суши и моря можно было изобразить только в виде береговой зоны. Последняя при этом понимается довольно широко — как побережье, а ее расположение из-за отсутствия критериев для точного определения положения береговой линии, в частности Финской и Белорусской суши, показано относительно.

Границы между фациями обозначены сплошными линиями, но достоверность их в различных местах различна, что обусловлено очень неравномерным распределением опорных обнажений и буровых скважин. В районах с редкой сетью опорных точек последние все нанесены на карту. Благодаря этому читатель сам может судить о степени достоверности выделения и оконтуривания отдельных фаций и их разновидностей.

От выделения гипотетичных, не доказанных фактическим материалом фаций мы старались воздержаться. В этом отношении наши карты приближаются к так называемым литолого-палеогеографическим картам Атласа 1961 года, но отличаются от них бóльшей детальностью и более свободным построением. Последнее особенно относится к проведению линий равных мощностей: они проведены через различные интервалы, причем только там, где они казались автору полезными и более или менее достоверными. Такой способ построения карт позволяет лучше отразить действительное положение, подчеркнуть на картах основное и избежать их перегрузки.

Ввиду отсутствия по большинству изученных разрезов точных данных о вещественном составе и структурных особенностях пород, выделение и разграничение на картах фаций в ряде случаев носит условный характер. Так, известковые осадки ухакуского, йыхвиского и вормсиского времен на значительных территориях следовало бы, возможно, показать как глинистые известковые осадки. Тонкие известковые илы ухакуского времени по сравнению с аналогичными илами раквереского и особенно сауньяского времени значительно более глинистые, и их следовало бы, видимо, показать на карте как тонкие глинистые известковые илы и т. д. Более точно, но также со значительной долей условности изображены на картах основные структурные типы осадков — детритовые известковые осадки и тонкие известковые илы. Эти типы осадков сыграли важную роль в распространении бентосной фауны и поэтому имеют большое значение для стратиграфических и палеогеографических построений. При выделении указанных структурных типов осадков за основу были взяты принципы и данные, полученные В. Яануссоном (Jaanusson, 1952, 1960a, 1962 и др.) и Ю. Мартна (Martna, 1955) при изучении ордовикских известняков Средней Швеции.

Характер фации определялся, как правило, по преобладающему в разрезах типу породы. В случае более или менее равного преобладания в разрезах двух или трех типов пород, на полях фаций показаны все соответствующие типы литофаций и указана их последовательность в разрезах.

На картах автор придерживался обозначений, приведенных в легенде (рис. 46).

В дальнейшем дается характеристика фаций и излагаются вопросы палеогеографии по отдельным этапам развития бассейна, отраженным на приложенных картах.

ЭЛАНДСКАЯ (НИЖНЕОРДОВИКСКАЯ) ЭПОХА

Тремадокский век

Тремадокский этап развития Балтийского бассейна по характеру тектонических движений, а также по составу и распределению осадков довольно резко отличается от основного, послетремадокского этапа его развития. Этот первый этап, представляющий собой самостоятельный цикл осадконакопления, начинается отчетливо выраженной трансгрессией и заканчивается значительной регрессией моря, начавшейся, видимо, еще во второй половине раннетремадокского времени и достигшей максимума в конце позднего тремадока.

Для тремадокского века, за исключением его самого конца, характерны лишь терригенные отложения — кварцевые оболовые песчаники и темноцветные граптолитовые (диктионемовые) сланцы. Во всей остальной части разреза ордовикских отложений Балтийского бассейна песчаники практически отсутствуют, а граптолитовые сланцы играют существенную роль только на западной окраине рассматриваемой территории.

В истории развития тремадокского моря можно выделить два четко выраженных этапа: пакеортское (раннетремадокское) и ceратопигевое (позднетремадокское) времена.

Пакеортское время, A_{II} (рис. 48)*

Переход от кембрия к ордовику в пределах Балтийского бассейна осуществлялся в условиях постоянного морского режима только в крайней западной его части — в районе Осло, Сконе, южной части Эланда (?) и, видимо, в районе, расположенном к юго-западу от указанного. Следует отметить, что этот переход в данной местности, несмотря на развивавшуюся на остальной территории бассейна трансгрессию, на характере осадконакопления вообще не отразился. Верхнекембрийские черные сланцы (квасцовые сланцы) с *Acerocare* здесь без всякой уловимой литологической границы переходят в такие же сланцы с *Dictyonema.*

Судя по тому, что наиболее древняя подзона диктионемовых сланцев достоверно установлена только в грабене Осло и в Сконе, можно было предполагать, что контур бассейна в начале пакеортского времени и в конце кембрия был одинаковым (рис. 48). Однако в Северной Прибалтике под слоями с *Dictyonema sociale* залегает еще юльгазеская пачка, рассматриваемая в настоящей работе как нижний подгоризонт пакеортского горизонта (соответствует зоне $A_2\alpha$ А. Эпика и нижнему циклу седиментации по Т. Н. Давыдовой). Не исключена возможность, что этот подгоризонт соответствует времени накопления отложений подзоны *Dictyonema desmograptoides*, так же как и нижний цикл, или комплекс, песчаников и аргиллитов разреза тремадока в районе Беловежской пущи (Znosko, 1964). Если это действительно так, то трансгрессия пакеортского моря должна была иметь довольно сложный характер. Имеющийся фактический материал, однако, настолько отрывочен, что не позволяет в настоящее время построить даже сколько-нибудь достоверную общую схему развития тремадокской трансгрессии на всей данной территории, не говоря уже о ее деталях. Поэтому в настоящей работе рассматривается лишь общая схема распределения литофаций па-

* Рис. 46—49 помещены в конце книги.

керортского горизонта и сделаны некоторые общие замечания о палеогеографии данного времени.

На западе рассматриваемой территории отложения пакерортского времени, независимо от их полноты, представлены только черными граптолитовыми сланцами. Площадь таких отложений охватывает Ослоскую миогеосинклиналь, район Емтланда, Сконе, о-ва Борнхольм, южную часть района Биллинген—Фалбюгден и о-ва Эланд, Естерйётланд. Максимальной мощности в 16,5 м эти отложения достигают в юго-восточной части полуострова Сконе, где наблюдается прогиб северо-восточного простирания, возможно унаследованный еще от позднекембрийской эпохи.

К востоку от линии Даларне — о-в Эланд, на обширной площади бассейна, отложения пакерортского времени начинаются оболовыми песчаниками, мощность которых обычно не превышает нескольких десятков сантиметров или нескольких метров. Значительные мощности приурочены к северо-западным районам Эстонии, где мощность преимущественно песчанистых отложений (с прослойками диктионемовых сланцев) достигает местами пяти и более метров. Еще бо́льшие мощности наблюдаются, видимо, в пределах Московской синеклизы. Наиболее мощные отложения приурочены к району Беловежской пущи (Восточная Польша), не указанному на нашей карте. Здесь мощность оболовых песчаников превышает 30 м. Однако, как уже было сказано в стратиграфической части данной работы, точный возраст песчаников в двух последних районах неясен, и в настоящее время еще неизвестно, какие именно части их соответствуют отдельным подгоризонтам североэстонского стратотипического разреза.

Над преимущественно песчаными отложениями в некоторых районах встречаются глинистые толщи — зеленовато-серые глины или коричневатые до черных граптолитовые сланцы. Последние занимают в Северной Прибалтике вытянутую в широтном направлении полосу (отложения тюрисалуской пачки), которая к юго-востоку переходит в район более мощных, преимущественно глинистых отложений Московской синеклизы. Последние, видимо, непосредственно связаны с менее мощными зеленовато-серыми глинами, образующими полосу, охватывающую район скважин Порхов и Валдай. Аналогичный «язык» развит в Елгавском прогибе; он, видимо, связан через современное Балтийское море со сланцевой толщей Южной Швеции.

Многие районы бассейна, видимо, представляли собой в течение всего пакерортского времени сушу. Таков был район окрестностей о-ва Готланд, протягивавшийся от Рижского залива и северной части Курземского полуострова далеко на северо-запад и охватывавший значительные территории Средней Швеции.

На литолого-палеогеографических картах 1961 г. (Мянниль, Рымусокс, Соколов и др., 1961) эта суша была истолкована как отдельные полуострова юго-западной окраины Финской суши, но более правильно, видимо, рассматривать данный район в качестве сплошной суши со сложной береговой линией (ср. Thorslund, 1960, стр. 3).

Такая трактовка лучше согласуется с фактами отсутствия отложений пакерортского времени в преобладающей части Вестерйётланда, в Нерике, районе Твярен и в западной части района оз. Сильян (ср. Tjernvik, 1956; Thorslund, 1960), а также с предположением о том, что они там вообще не образовались. О последнем говорит трансгрессивное залегание более молодых отложений в названном районе (см. ниже). Далее, принятые в данной работе контуры этой суши позволяют более правдоподобно нарисовать рукав бассейна, расположенный в Северной

Прибалтике и протягивавшийся отсюда, видимо, до восточной части района оз. Сильян и имевший, судя по распределению мощностей диктионемовых сланцев, свой центр где-то в районе устья современного Финского залива (ср. Давыдова и Гольдштейн, 1960).

Судя по полному отсутствию тремадока в ряде скважин Северной Польши, часть этой территории, возможно, также была сушей, по меньшей мере в течение основной части пакерортского времени. Такая предполагаемая Северо-Польская суша, однако, не могла иметь крупных размеров, так как территория восточных районов Польши, по крайней мере в раннем тремадоке, была покрыта морем, давшим довольно мощные терригенные осадки как в районе, расположенном вдоль Белорусского выступа, так и в районе Свентокшиских гор (Tomczyk, 1962; Bednarczyk, 1962, 1964). При этом северо-восточная часть территории Польши, которую Г. Томчик (Tomczyk, 1959) рассматривал как район, в котором накопление осадков не происходило, видимо, связывала польское море с прибалтийским (Далинкевичюс, 1960, стр. 208). Об этом свидетельствует весьма выдержанный характер тремадокских отложений в районе Беловежской пущи (Znosko, 1964).

Распределение моря и суши на рис. 48 не отражает условий, существовавших в течение всего пакерортского времени; на схеме показано соотношение моря и суши во время максимальной трансгрессии пакерортского моря. В остальное время обширные территории, характеризующиеся развитием лишь маломощных песчаных отложений (значительная часть Средней и Южной Прибалтики и современного Ботнического залива), по-видимому, представляли собой очень низкую песчаную сушу. Более или менее постоянные морские условия существовали лишь в районах развития глинистых отложений, в частности в Елгавском прогибе, где, возможно, эти условия сохранились также в самом конце пакерортского времени, когда остальная часть Прибалтики испытывала регрессию.

Цератопигевое время, A_{III} (рис. 49)

Начало цератопигевого времени характеризовалось, видимо, наиболее сокращенными размерами Балтийского бассейна. Судя по находкам граптолитов зоны *Anisograptus*, морские условия существовали в это время только в узком проливе меридионального направления, охватывавшем район Осло и прилегающие к нему с юга районы.

В следующий период, соответствующий зоне *Kiaerograptus kiaeri*, море снова расширялось в восточном направлении и в пределах рассматриваемой территории дало, видимо, два основных рукава, один из которых охватывал западные районы современного Ботнического залива, а другой, основной, протягивался через о-в Эланд и Елгавский прогиб. В бассейне отлагались сперва в основном лишь черные граптолитовые илы и местами (в Елгавском прогибе) зеленовато-серые глины, а затем, по-видимому, в тех же контурах — темные или светлые карбонатные илы, давшие начало цератопигевому известняку, или же глины (в Елгавском прогибе). Можно предполагать, что в прибрежных полосах местами отлагались глауконитовые пески незначительной мощности.

Вся остальная, основная часть рассматриваемой территории представляла собой очень плоскую и низкую песчаную и отчасти глинистую сушу.

Онтикаский век

Онтикаский этап развития Балтийского бассейна характеризуется новой общей трансгрессией, развивавшейся в течение всего века и достигшей максимальных размеров лишь в самом его конце. В начале онтикаского века, вскоре после того, как море приобрело значительные размеры, в бассейне стали складываться условия для накопления карбонатных илов, которые были характерны для данного бассейна до самого конца его существования (до конца лудлова).

В соответствии с отдельными естественными этапами развития онтикаского моря, степенью изученности его отложений и принятой стратиграфической схемой мы рассматриваем последовательность его развития по четырем основным этапам: в хуннебергское, биллингенское, волховское и кундаское времена.

Хуннебергское (раннелаторпское) время, B_{1a} (рис. 50)

В начале хуннебергского времени морем была занята примерно такая же незначительная площадь, как и в конце позднетремадокского времени. Довольно сходными были также осадки и расположение фаций. Однако меридиональная зона накопления карбонатных илов в раннехуннебергское время продвинулась к востоку, и на окраине западных районов рассматриваемой территории — в грабене Осло, на западе Вестерйётланда и в Сконе — стали накапливаться терригенные отложения — темные граптолитовые илы. На этой площади во время образования осадков цератопигевого известняка накоплялись темные, обогащенные органическим веществом карбонатные илы. Хуннебергские известковые осадки в общем более чистые, чем цератопигевые.

В Елгавском прогибе и в районе к западу от него располагалась третья зона осадков раннехуннебергского времени — зона накопления зеленовато-серых и красновато-коричневых глин (в осевой части прогиба).

На границе ранне- и позднехуннебергского времени происходила трансгрессия, в результате которой море покрывало всю основную часть рассматриваемой территории. В таких же в общем контурах море оставалось до конца латорпского времени.

На рис. 50, таким образом, изображены палеогеографическая обстановка и состав осадков, характерные прежде всего для позднехуннебергского времени.

Помимо трех основных фаций (черных граптолитовых илов, карбонатных илов и глин), характерных для всего хуннебергского времени, в результате трансгрессии в бассейне на обширной территории Прибалтики и прилегающих к ней с востока территорий образовались в основном маломощные, более (на крайнем севере Прибалтики) или менее глинистые глауконитовые пески. Они образовались, видимо, отчасти при переработке местных тремадокских песков и отчасти — по меньшей мере на площади развития тремадокских глин и сланцев (в Северной Эстонии и Ленинградской области) — за счет принесенного сюда материала.

В Московской синеклизе или по крайней мере в центральной части ее, судя по фаунистически охарактеризованным разрезам скважин Пестово, Вологда и Любим, в условиях относительно глубокого моря накоплялись глинистые осадки с остатками граптолитов. Таким образом, в этом районе в позднехуннебергское время существовали условия, весьма близкие к условиям в Елгавском прогибе.

На территории Восточной Польши господствовали такие же фациальные условия, как и в преобладающей части Прибалтики. Основная часть Северной Польши в то же время, видимо, оставалась еще сушей.

Биллингенское (позднелаторпское) время, B_{Ib} (рис. 51)

Палеогеографическая обстановка и общая картина распределения фаций в биллингенское время были почти такими же, как в предыдущее время. Все же происходило дальнейшее развитие трансгрессии, в частности вследствие сокращения площади Готландского поднятия и соответствующего перемещения границ отдельных фаций. В результате углубления моря в Прибалтике происходило некоторое расширение площади накопления относительно глубоководных глин в Елгавском прогибе и Московской синеклизе, что обусловило, видимо, соединение указанных площадей, образовавших единую зону глинистых отложений.

Меридиональная зона карбонатонакопления, располагавшаяся на территории Швеции, продвинулась еще дальше к востоку, причем ее восточная граница, по-видимому, достигла западного берега современного Балтийского моря.

Таковы наиболее существенные отличия от обстановки хуннебергского времени.

В первой половине биллингенского времени (время образования зоны *Megalaspides dalecarlicus*) эти отличия были менее значительными и проявлялись на преобладающей площади Прибалтики главным образом в замене глауконитовых песков песками со значительной примесью карбонатов. О концентрации карбоната кальция в раннебиллингенское время говорит появление здесь впервые организмов с известковым скелетом (замковых брахиопод, трилобитов и др.), в хуннебергское время на данной площади отсутствовавших. Такое насыщение вод карбонатом кальция явилось предпосылкой для начала накопления известковых отложений в Прибалтийской части рассматриваемого бассейна, которое началось в позднебиллингенское время (соответствует зоне *Megistaspis estonica*) (см. рис. 38). В это время известковые осадки образовались, кроме восточной части Швеции, уже на широких площадях Северной и Южной Прибалтики. В районе Осло и в Западной Швеции продолжали отлагаться темные или серые глины небольшой мощности, давшие начало граптолитовым сланцам, а в субпараллельной полосе, проходящей через Елгавский прогиб и окрестности озера Ильмень, осаждались карбонатные зеленовато-серые глины, достигающие местами значительной мощности (свыше 20 м). В Елгавском прогибе эти глины имеют красновато-коричневый цвет, указывающий, видимо, на их связь с осевой частью известняков известковой зоны Восточной Швеции, которая также характеризуется преобладающим красновато-коричневым цветом пород. Такие известняки установлены в средней части о-ва Эланд, в восточной части района оз. Сильян и в Южно-Ботническом районе.

Мощности отложений биллингенского возраста в общем незначительные и обычно не превышают нескольких десятков сантиметров или нескольких метров. Исключение составляют глины Московской синеклизы и Елгавского прогиба (20—30 м).

Волховское время, B_{II} (рис. 52)

Для волховского времени характерно уже широкое развитие известковых отложений, которые господствовали не только в прибалтийской, но и в скандинавской части бассейна. Вторая особенность данного вре-

мени, по сравнению с предыдущим, заключается в широком развитии красноцветных известковых отложений, образующих широкую субширотную полосу в прибалтийской части Шведско-Латвийской зоны и меридиональные полосы в Восточной Швеции и Средней Польше. В это время развитие красноцветных отложений достигло своего максимума. Эти отложения начали накопляться в Елгавском прогибе еще в хуннебергское время (рис. 50) и в определенной мере в течение биллингенского времени (рис. 39). По обе стороны от основной, прибалтийской полосы красноцветных отложений отлагались менее глинистые и менее мощные сероцветные детритовые известковые осадки с глауконитом. Эти прибрежные зоны глауконитовых известковых осадков, видимо, окаймляли Финскую и Белорусскую сушу на значительном протяжении, хотя фактически они прослеживаются на расстоянии не более 400—600 км [от скв. Охесааре до р. Сяси на севере и от скв. Дрисса до скв. Мельник (Восточная Польша) на юге]. На западе рассматриваемой территории, в пределах Средней и Южной Швеции, красноцветные известняки в западном направлении переходят в серые скрытокристаллические известняки, а те в свою очередь — отчасти или полностью в серые сланцы (аргиллиты).

Таким образом, отчетливая фациальная зональность отложений выражена в волховское время не только в прибалтийской (рис. 5), но и в скандинавской части бассейна (рис. 31). В первом месте наблюдается полная симметрия отложений, вызванная, видимо, симметричным распределением глубин бассейна, во втором — симметрия отсутствует и зональность отложений вообще менее правильная, хотя в общих чертах она повторяет картину зональности Прибалтики и отличается от нее, по существу, лишь наличием зоны тонких терригенных отложений, обогащенных органическим веществом.

Мощности отложений волховского времени распределяются так же, как и в предыдущие времена. Так, максимальные мощности приурочены прежде всего к двум районам преобладающих глинистых осадков — к Елгавскому прогибу и Московской синеклизе, где достигают 20—30 м. Большая мощность наблюдается также на севере грабена Осло (30 м), в районе самого Осло и на юго-востоке Сконе (10—15 м). На территории Средней Швеции, Северной Эстонии, на юго-востоке Литвы мощность волховских отложений обычно 2—3 м и лишь редко превышает 5 м (на севере о-ва Эланд).

Отложения низов волховского горизонта на преобладающей части рассматриваемой территории очень похожи на отложения верхов нижележащего биллингенского подгоризонта. Это хорошо известно, например, по разрезам Северной Прибалтики, где соответствующие известняки до самого последнего времени относились к одному и тому же подгоризонту ($B_{II}a$ по схеме В. В. Ламанского). Такое сходство отложений позволяет заключить о близких условиях седиментации в конце биллингенского и в начале волховского времени. Несмотря на это, указанные периоды седиментации были отделены друг от друга довольно заметным промежутком времени, соответствующим на значительной части рассматриваемой территории перерыву. Соответствующая поверхность перерыва со своеобразными норками роющих организмов (*Amphorichnus*; Мянниль, 1966) хорошо известна в Северной Прибалтике (Kupffer, 1870; Ламанский, 1905; Орвику, 1960а и др.) и Средней Швеции (Tjernvik, 1956; Lindström, 1963 и др.). Она прослеживается от р. Сяси на северо-востоке до Нерике в Средней Швеции (в Северной и Южной Эстонии, Северо-Западной Латвии, на о-ве Эланд), а возможно, также и до района оз. Сильян, т. е. на протяжении не менее

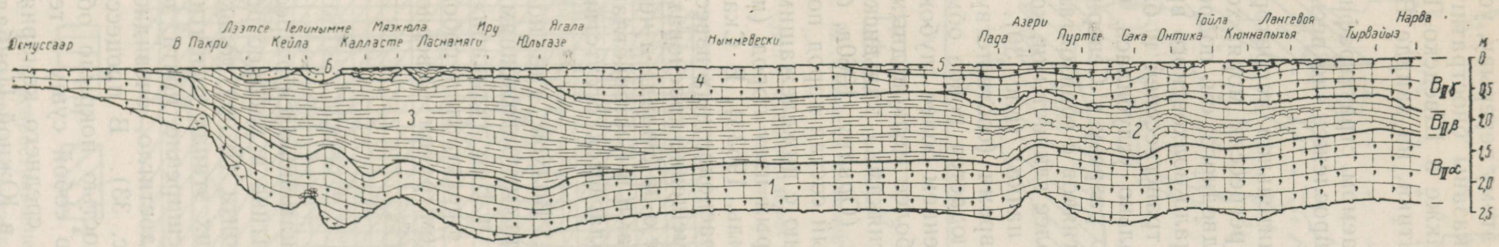


Рис. 30. Разрез отложений волховского горизонта (B_{II}) по линии Северо-Эстонского глинта (по Орвику, 1960а).

1 — сакаская пачка; *2* — кюннапыхьяская пачка; *3* — телинымметская пачка; *4* — кальвиская пачка; *5* — падаский оолитовый известняк; *6* — лахепереская пачка; $B_{II}\alpha$ — тырвайыэский, $B_{II}\beta$ — вяэнаский и $B_{II}?$ — лангевояский подгоризонты.

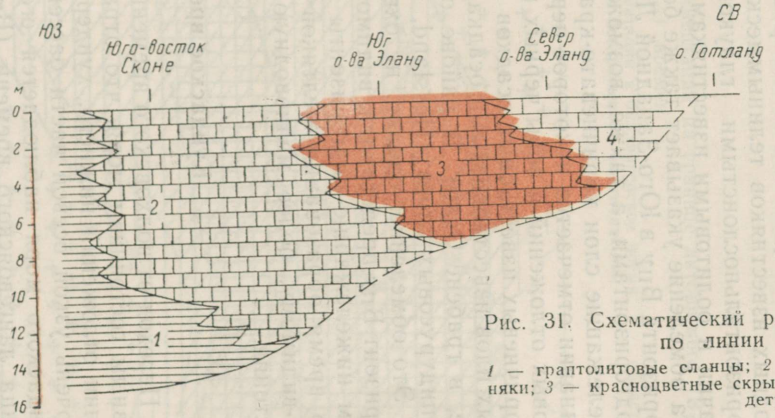


Рис. 31. Схематический разрез отложений волховского горизонта по линии Сконе — о-в Готланд.

1 — граптолитовые сланцы; *2* — сероцветные скрытокристаллические известняки; *3* — красноцветные скрытокристаллические известняки; *4* — сероцветные детритовые известняки.

1200—1500 км (рис. 32). Осадки, соответствующие этому перерыву, установлены пока только на о-ве Борнхольм (где доказаны биостратиграфически), но очень вероятно, что они имеются также в Шведско-Латвийской и Московской фациальных зонах Прибалтики, на западе Вестерйётланда и, возможно, в грабене Осло.

В Южной Прибалтике перерыв на рассматриваемом стратиграфическом уровне пока точно еще не установлен и не прослежен, но весьма вероятно, что он там имеется.

Наличие рассматриваемого перерыва на значительной территории бассейна безусловно говорит о кратковременной регрессии моря, хотя сущность соответствующего размыва (под- или надводного; см. подробнее на стр. 163) остается пока неясной. Самое начало волховского времени, таким образом, ознаменовалось некоторой трансгрессией в бассейне, которая в дальнейшем, видимо, еще несколько углубилась. Об этом можно судить, например, по замене вверх по разрезу в Северной Эстонии более или менее чистых детритовых известняков с горизонтальной слоистостью (сакаская пачка) известняками более глинистыми, комковатыми, с прослоями мергелей (телинымметская пачка) (рис. 30).

В конце волховского времени, в лангевояское время (соответствует зоне *Asaphus lepidurus*), однако, в бассейне наблюдается новое обмеление. Оно выражается в Северной Эстонии замещением более глубоководных известняков телинымметской пачки ($B_{II}\beta$) более мелководными, горизонтальнослоистыми глауконитовыми известняками кальвиской пачки и оолитовыми известняками падаской пачки (Орвику, 1960а, б). На обмеление указывает также более известковистый состав пород подгоризонта $B_{II}\gamma$ в Юго-Западной Латвии по сравнению с нижележащими подгоризонтами, а также, возможно, зеленовато-серый цвет пород (нижележащие слои коричневато-красные) (ср. Мянниль, 1963б). В Скандинавии отмечается некоторое перемещение зоны красноцветных известковых отложений и зоны черных илов к западу, замещение красновато-коричневых известковых осадков серыми (на севере о-ва Эланд) и черных илов известковистыми осадками (в Сконе, местами в Вестерйётланде, в грабене Осло). В районе оз. Сильян предполагается отсутствие лепидурусовых слоев (Hessland, 1949b).

Это обмеление, однако, не охватывало район р. Волхов, где подгоризонт $B_{II}\gamma$ представлен, видимо, более глубоководными отложениями, чем нижележащие подгоризонты $B_{II}\beta$ («желтяки») и $B_{II}\alpha$ («дикари»). Во время образования желтяков район р. Волхов представлял собой, по-видимому, более мелководную область моря, чем район Северной Эстонии.

Кундаское время B_{III} (рис. 53)

Переход от волховского времени к кундаскому ознаменовался регрессивным состоянием моря, что отражается в Прибалтике в распространении отложений нижнего, хундерумского подгоризонта ($B_{III}\alpha$) только в очень узкой осевой части бассейна. На следующих этапах развития кундаского моря наблюдается его постепенное расширение почти до конца лангевояского времени ($B_{III}\gamma$), когда море достигло, очевидно, максимальных для эландской эпохи размеров (рис. 33). В процессе этой трансгрессии ордовикское море впервые полностью покрыло область Готландского поднятия, которое представляло собой сушу в течение длительного времени, начиная с раннего или среднего кембрия. Вероятно, аналогичные события происходили также в Южной Прибалтике, в районе юго-восточного побережья бассейна, но из-за недоста-

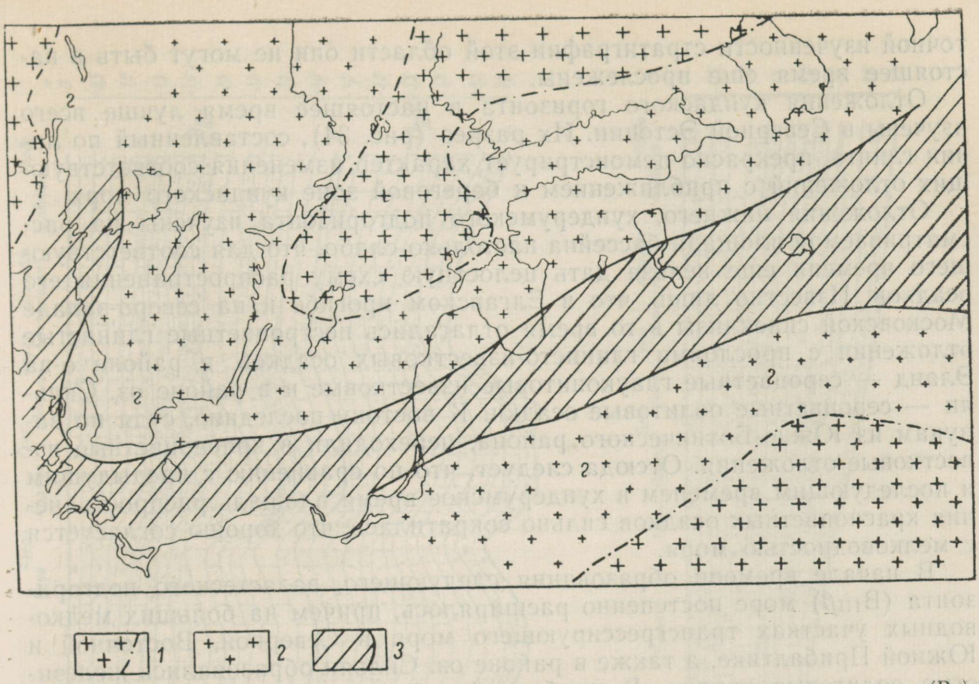


Рис. 32. Области седиментации и нулевой седиментации на границе латорпского (B_I) и волховского (B_{II}) времен.

1 — суша с предполагаемой границей морской седиментации в биллингенское время; *2* — область отсутствия седиментации; *3* — область беспрерывной седиментации.

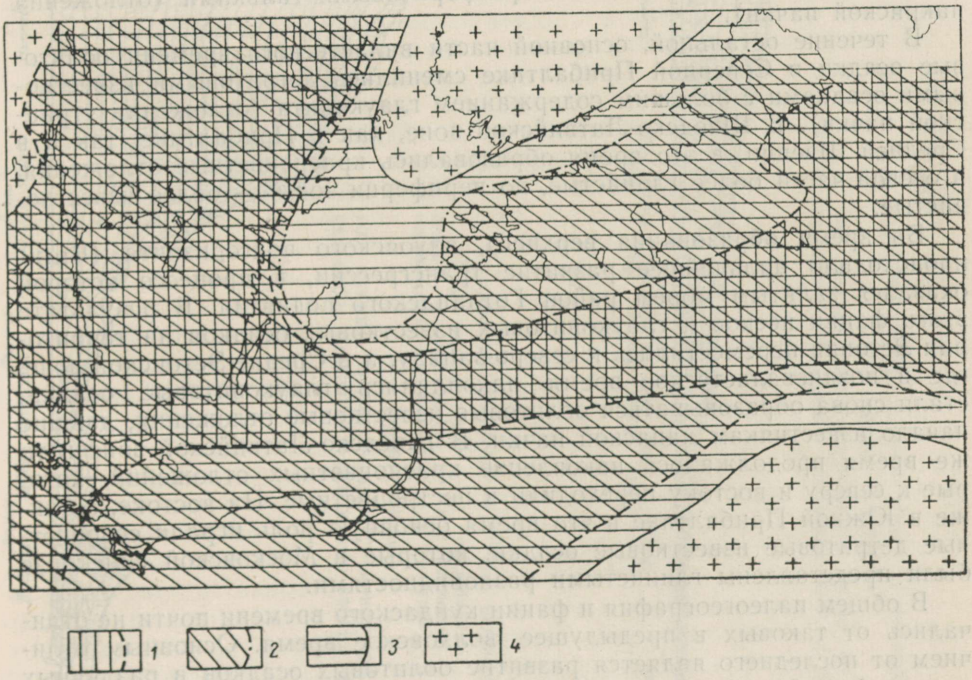


Рис. 33. Распространение отложений отдельных подгоризонтов кундаского горизонта.
1 — отложения хундерумского подгоризонта ($B_{III}\alpha$); *2* — то же, валастеского подгоризонта ($B_{III}\beta$); *3* — то же, алуояского подгоризонта ($B_{III}\gamma$); *4* — суша.

точной изученности стратиграфии этой области они не могут быть в настоящее время еще прослежены.

Отложения кундаского горизонта в настоящее время лучше всего изучены в Северной Эстонии. Их разрез (рис. 34), составленный по линии глинта, прекрасно демонстрирует характер изменения соответствующих отложений с приближением к береговой зоне кундаского моря.

Отложения нижнего, хундерумского подгоризонта изучены на рассматриваемой площади бассейна настолько слабо, что для соответствующего времени еще нельзя дать целостную схему распространения его осадков. Известно лишь, что в Елгавском прогибе и на северо-западе Московской синеклизы в то время отлагались пестроцветные глинистые отложения с прослоями глинисто-известковых осадков, в районе о-ва Эланд — сероцветные глауконитовые известковые и в районе оз. Сильян — сероцветные оолитовые осадки. К востоку последние, судя по валунам из Южно-Ботнического района, переходили в красноцветные известковые отложения. Отсюда следует, что по сравнению с предыдущим и последующим временем в хундерумское время площадь распространения красноцветных осадков сильно сократилась, что хорошо согласуется с мелководностью моря.

В начале времени образования следующего, валастеского подгоризонта ($B_{III}\beta$) море постепенно расширялось, причем на больших мелководных участках трансгрессирующего моря в Северной, Восточной и Южной Прибалтике, а также в районе оз. Сильян образовались железистые оолитовые осадки. В прибалтийской части Шведско-Латвийской зоны бассейна в то время накоплялись, видимо, сероцветные карбонатные глины и глинисто-известковые отложения, а в самой прибрежной полосе на крайнем северо-западе Эстонии, включая район о-ва Хийумаа, — известковистые пески с фосфоритовыми гальками (отложения пакриской пачки).

В течение остальной, основной части валастеского времени оолитовые осадки в Северной Прибалтике сменились детритовыми известковыми осадками с большим содержанием глауконита (отложения утриаской пачки). В Шведско-Латвийской зоне, как в Прибалтике, так и в Средней Швеции, в это время образовались красноцветные отложения, в осевой части более глинистые, по периферии зоны — более известковистые.

Во время образования верхнего, алуояского подгоризонта ($B_{III}\gamma$) происходило дальнейшее развитие трансгрессии, в процессе которой оказался залитым морем район Готландского поднятия. В результате этого фации песков и глауконитовых известковых осадков на территории Эстонии переместились к северо-западу, а в Средне-Эстонской зоне, где в поздневаластеское время накоплялись глауконитовые осадки, стали снова образовываться оолитовые известковые отложения, давшие начало известнякам напаской пачки. В Шведско-Латвийской зоне в то же время продолжалось накопление красноцветных отложений, которые к северу и востоку переходили в пестроцветные. На востоке, а также в Южной Прибалтике в это время основную роль играли сероцветные детритовые известковые осадки, которые в Московской синеклизе были представлены глинистыми разновидностями.

В общем палеогеография и фации кундаского времени почти не отличались от таковых в предыдущее, волховское время. Основным отличием от последнего является развитие оолитовых осадков в различных частях бассейна и крупнозернистых терригенных осадков на северо-западе Эстонии, опускание ниже уровня моря района Готландского поднятия и поднятие района восточной части Сконе и о-ва Борнхольм. Ин-

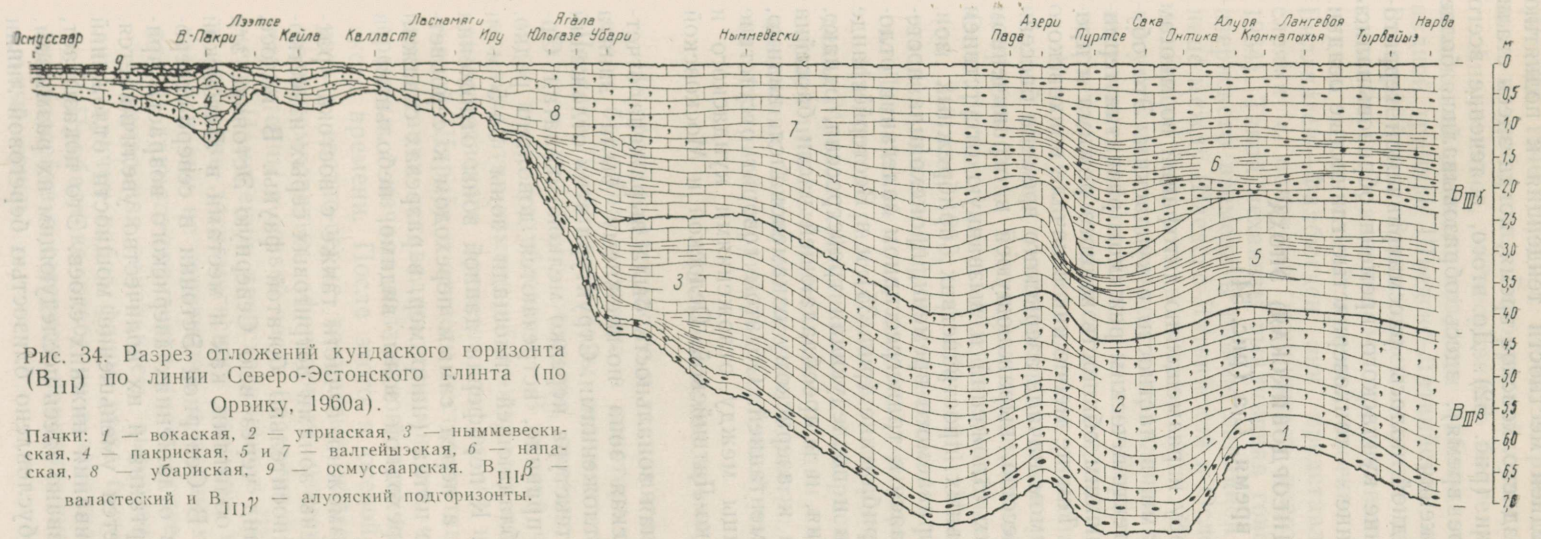


Рис. 34. Разрез отложений кундаского горизонта (B_{III}) по линии Северо-Эстонского глинта (по Орвику, 1960а).

Пачки: *1* — вокаская, *2* — утриаская, *3* — нымметескиская, *4* — пакриская, *5* и *7* — валгейыэская, *6* — напаская, *8* — убариская, *9* — осмуссаарская. $B_{III}\beta$ — валастеский и $B_{III}\gamma$ — алуояский подгоризонты.

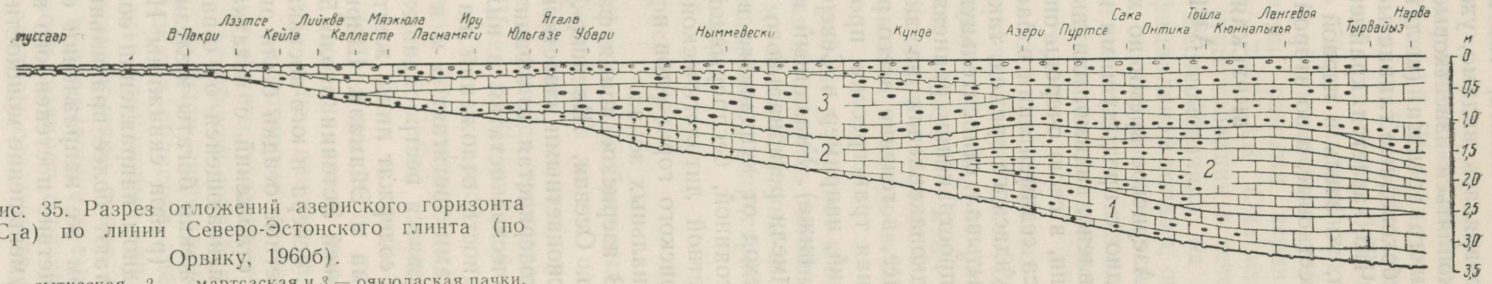


Рис. 35. Разрез отложений азериского горизонта (C_Ia) по линии Северо-Эстонского глинта (по Орвику, 1960б).

1 — сыткеская, *2* — мартсаская и *3* — оякюлаская пачки.

тересно отметить, что в последней местности тенденция к поднятию проявлялась, видимо, уже в поздневолховское время, когда здесь стали накопляться известковые осадки (рис. 52). До этого, в течение всего раннего аренига (в латорпское время), здесь образовывались более глубоководные глинистые отложения.

Что касается крайней западной полосы рассматриваемой территории, то здесь в первой половине кундаского времени образовывались известковые, а во второй половине — тонкозернистые глинистые осадки.

ВИРУСКАЯ (СРЕДНЕОРДОВИКСКАЯ) ЭПОХА

Азериское время, C_1a (рис. 54)

Азериское время по характеру и размещению литофаций во многом сходно с предыдущими временами, в частности с кундаским. Это обусловлено, видимо, одинаковым тектоническим режимом развития территории, в свою очередь определяющим общность водного режима и процесса седиментации в бассейне. Тем не менее как в начале волховского и кундаского времен, так и в самом начале азериского времени бассейн испытывал относительную регрессию, выражающуюся в ограниченном распространении раннеазериских отложений и вызванную отсутствием осадконакопления на значительных пространствах прибрежных зон. Далее, в течение всего рассматриваемого времени, происходила постепенная трансгрессия, проявившаяся в трансгрессивном залегании отложений, например в Северной Прибалтике (рис. 35) и в Вестерйётланде (см. ниже). Указанный перерыв и последующая трансгрессия, однако, не имели регионального значения, и в преобладающей части бассейна переход от кундаского времени к азериcкому ознаменовался, видимо, постоянной, беспрерывной седиментацией. Об этом говорит отсутствие заметной литологической границы между отложениями кундаского и азериского горизонтов в Шведско-Латвийской, Ослоской и Московской фациальных зонах.

В азериское время фациальная зональность была выражена отчетливо. Осевая, Шведско-Латвийская зона по-прежнему была занята красноцветными известковыми отложениями. Структура этих отложений тонкозернистая до афанитовой, текстура нередко мелкокомковатая. Органические остатки в них, как правило, встречаются довольно редко. Мощность отложений на преобладающей площади зоны 3—5 м и местами достигает 6 м и более. К периферии данной зоны отложения становятся пестроокрашенными, а перед самым переходом к сероцветным содержат лишь желтоватые пятна (например, в разрезах скважин Выхма и Эйамаа). Ширина переходной зоны, видимо, небольшая (в Средней Эстонии около 50 км).

С севера и юго-востока и, возможно, отчасти также с востока красноцветные осадки были ограничены зонами детритовых серых известковых отложений с остатками относительно богатой фауны. В полосе, протягивающейся от о-ва Готланд через всю Северную Эстонию, эти отложения богаты железистыми оолитами, как и местами в Литовской зоне (район скважины Илгай). В Северной Эстонии в северо-северо-западном направлении оолиты в отложениях азериского возраста приобретают более правильные очертания и их количество увеличивается. В том же направлении отмечается уменьшение мощности отложений вследствие постепенного выклинивания нижних слоев. Это показывает, что уменьшение мощности не вызвано здесь последующим их размывом, а имеет первичный характер и обусловлено близостью береговой линии

(Orviku, 1940; Орвику, 1960а, б; рис. 35). Сходные условия существовали на побережье Белорусской суши.

Аналогичное, но несравнимо более резкое первичное выклинивание отложений данного возраста наблюдается в Средней Швеции, на западной границе Шведско-Латвийской зоны по линии Естерйётланд — Вестерйётланд. Здесь красноцветные известняки мощностью 6,22 м в западном направлении на протяжении около 70 км выклиниваются, причем перед самой нулевой изогипсой, на крайнем востоке района Биллинген—Фалбюгден, они представлены лишь самыми верхними слоями с оолитами мощностью всего-навсего 7—15 см (Jaanusson, 1964). Такой механизм выклинивая говорит о существовании в течение азериского времени в районе западной части Вестерйётланда, на границе между Шведско-Латвийской и Ослоской фациальной зонами, определенного поднятия, возможно суши. Вероятно, последняя имела вытянутую в меридиональном направлении форму и охватывала также юго-восточные районы Сконе и о-ва Борнхольм, где отложения азериского возраста, по имеющимся данным, также отсутствуют.

К западу от этого поднятия располагалась зона темноцветных глинистых осадков, охватывающая основную, северо-западную часть Сконе и грабен Осло. В качестве подчиненной ей фации к западу от района Осло располагалась полоса глинистых осадков с фауной *Oggygiocaris* (см. Störmer, 1953, стр. 120—121). Мощность осадков в Ослоской миогеосинклинальной фации в несколько раз превышает таковую в Шведско-Латвийской зоне, достигая примерно 20 м.

На востоке рассматриваемой территории, в районе р. Волхов и в пределах Московской синеклизы, в азериское время отлагались зеленовато-серые глинистые известковые осадки с остатками богатой фауны азафид и илленид. Такие отложения, вероятно, имели широкое распространение на обширной территории восточной части бассейна.

Ласнамягиское время, C_1b (рис. 55)

На границе азериского и ласнамягиского времени в прибрежных участках бассейна, а также в некоторых периферических частях осевой, Шведско-Латвийской зоны седиментационный режим значительно изменился, что было, очевидно, связано с развивавшейся трансгрессией моря и его углублением. В осевой части Шведско-Латвийской зоны влияние этих изменений проявилось позднее, и здесь в первой половине ласнамягиского времени (во время накопления красноцветных отложений Шярлёв и отчасти пестроцветных отложений Себю) условия седиментации оставались такими же, какими они были в предыдущие времена, с начала волховского или даже со второй половины латорпского времени. После этого в осевой части бассейна стали накапливаться светло-серые глинистые известковистые илы, давшие начало мелкокомковатым афанитовым известнякам. Аналогичные отложения характерны в осевой части бассейна и для следующего, ухакуского времени. Изменения, происходившие в Шведско-Латвийской зоне бассейна в середине ласнамягиского времени, видимо, не были существенными, так как они не отразились в осадках прибрежных областей, где весь разрез данного горизонта имеет более или менее одинаковый характер.

Фациальная зональность выражена в ласнамягиское время отчетливо, причем набор фаций даже богаче, чем в предыдущее время.

В Прибалтике, особенно в западной ее части, начиная с осевой линии бассейна в северном направлении были развиты следующие фациальные зоны:

1) осевая зона, представленная внизу красноцветными, в середине пестроцветными и в верхней части разреза тонкими светло-серыми известковыми илами;

2) зона красноцветных и пестроцветных тонких известковых илов (отлагались в раннеласнамягиское время) и сероцветных детритовых известняковых осадков (отлагались в позднеласнамягиское время);

3) зона пестроцветных и зеленовато-серых детритовых известковых осадков с оолитами;

4) зона зеленовато-серых детритовых известковых осадков (типовая фация ласнамягиского горизонта).

Перечисленные фации прослеживались и на территории Средней Швеции, где имели меридиональное направление и такую же последовательность набора (с запада на восток). К западу от полосы «осевой» фации к ним, видимо, добавлялись еще две зоны: зона серых глинисто-известковых осадков (охватывала район Вестерйётланда) и зона темных граптолитовых илов, протягивавшаяся через Ослоскую миогеосинклиналь и северо-западную часть Сконе.

В Южной Прибалтике ввиду недостаточного фактического материала зональность отложений неясна. Кажется, однако, что здесь, как и в Северной Прибалтике, основная часть территории была занята зоной зеленовато-серых детритовых известковых осадков.

В Московской синеклизе, как и в предыдущие времена, отлагались относительно глинистые сероцветные карбонатные осадки.

Мощности отложений ласнамягиского времени на рассматриваемой территории относительно выдержанные и колеблются, несмотря на фациальные различия, обычно лишь в пределах от 5 до 10 м.

В связи с развивавшейся трансгрессией занятая морем площадь в ласнамягиское время была больше, чем в предыдущее время. Возможно, что площадь суши на севере и юго-востоке была в действительности еще меньше, чем это показано на нашей карте. Площадь поднятия на территории Швеции, унаследованного с азериского времени, также значительно сократилась, о чем говорит трансгрессивное залегание ласнамягиских отложений в Вестерйётланде. О существовании же поднятия или острова еще в конце данного времени свидетельствует сокращенная мощность позднеласнамягиских отложений в Чиннекулле (2,8 м против 7,6 м на востоке района Биллинген—Фалбюгден) и полное отсутствие осадков ласнамягиского времени на юго-востоке Сконе и на о-ве Борнхольм.

Ухакуское время, C_1c (рис. 56)

В развитии ухакуского моря довольно четко намечаются два этапа, граница между которыми в значительной части бассейна маркируется изменением литологического характера отложений, сокращением площади осевой фации в Прибалтике и ее некоторым, но довольно явным перемещением к западу на территории Средней Швеции.

Благодаря указанным изменениям, в рассматриваемое время вырисовывался целый ряд определенных фациальных зон, несмотря на то, что набор литофаций как типов отложений стал менее разнообразным, чем в ласнамягиское время.

Осевая часть Шведско-Латвийской зоны в течение всего ухакуского времени являлась районом накопления тонких мелкокомковатых, в той или иной степени глинистых светло-серых известковых илов, максималь-

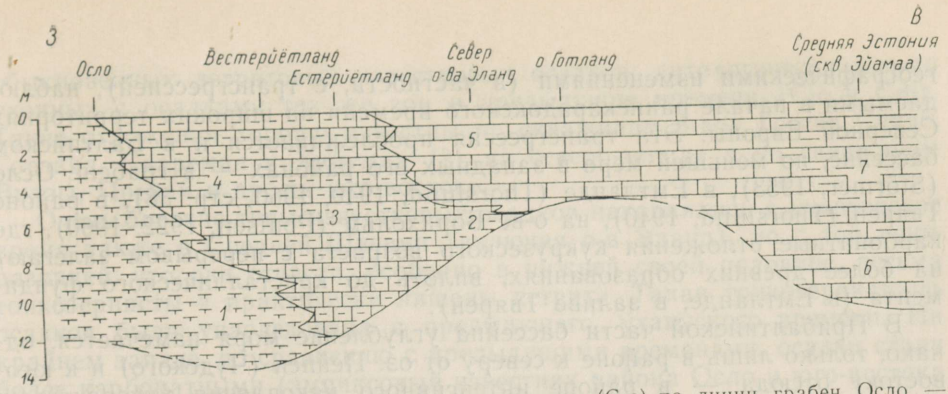


Рис. 36. Схематический разрез ухакуского горизонта ($C_I c$) по линии грабен Осло — Средняя Эстония.

1 — свита Гуллхёген; *2* — известняк Челла; *3* — свита Фурудал; *4* — известняк Рюд; *5* — известняк Пярнес; *6*, *7* — нижняя (*6*), средняя и верхняя (*7*) пачки ухакуского горизонта стратотипической местности.

ная мощность* которых (около 20 м) была приурочена к Елгавскому прогибу. В других районах мощность их лишь немного превышает 10 м.

В середине ухакуского времени рассматриваемая осевая зона на территории Швеции несколько переместилась к западу и охватывала район Вестерйётланда, где до этого отлагались карбонатные глины (отложения свиты Гуллхёген). Еще западнее, видимо, эти глины отлагались в течение всего ухакуского времени. Эта фация, правда более песчанистая, охватывала и основную часть грабена Осло (рис. 36).

Фация граптолитовых илов в ухакуское время значительно сократилась и сохранилась только в крайнем юго-западном углу рассматриваемой территории. Район о-ва Борнхольм по-прежнему оставался приподнятым, возможно сушей, хотя площадь ее сильно сократилась.

Эстонская и Литовская зоны были заняты детритовыми, в той или иной мере глинистыми известковыми осадками с прослоями известковистых глин. Мощность этих отложений колеблется обычно в пределах 10—15 м. С приближением к береговой зоне мощность их постепенно уменьшается, так же как и содержание в них глинистого терригенного материала. Последнее особенно заметно в районе Готландского поднятия, отложения которого в этом отношении довольно резко отличаются от глинистых известняков и мергелей, например, Северо-Восточной Эстонии и района р. Волхов.

На территории Северо-Восточной Эстонии к концу ухакуского времени начинают появляться кукерситистые отложения, сперва, правда, только в виде тонких прослоек.

Кукрузеское время, C_{II} (рис. 57)

В конце ухакуского — начале кукрузеского времени в бассейне происходили существенные изменения: определенная перестройка плана тектонического развития территории, выравнивание дна бассейна, а также, видимо, его расширение и некоторая перестройка плана движения водных масс. Все это привело к уничтожению довольно стабилизировавшейся к этому времени фациальной зональности, начало которой было заложено еще в позднецератопигевое время.

Указанные изменения, видимо, связываются с региональными палео-

* Мощность осадков дана по мощностям соответствующих пород, т. е. с учетом последующего уплотнения осадков.

географическими изменениями (в частности, с трансгрессией), наблюдаемыми в начале раннекарадокского времени на широких территориях Северной Европы. Эта трансгрессия прослеживается и в Балтийском бассейне, по меньшей мере в западных его районах — в грабене Осло (Störmer, 1953), в Емтланде (Thorslund, 1940, 1960, стр. 38), в районе Твярен (Thorslund, 1940), на о-ве Борнхольм (Poulsen, 1922, 1960), где карбонатные отложения кукрузеского возраста с перерывом залегают на более древних образованиях, вплоть до кристаллического фундамента (в Емтланде, в заливе Твярен).

В Прибалтийской части бассейна углубление моря намечается, однако, только лишь в районе к северу от оз. Пейпси (Чудского) и к юго-востоку отсюда — в районе интенсивного накопления кукерситовых илов. Только лишь в этом районе, видимо, сохранились относительно более глубоководные условия, сложившиеся там уже в течение предыдущего, ухакуского времени. Непосредственно к западу от этого района уже чувствуется явное влияние прибрежного мелководья — отложения нижней (эрраской) пачки кукрузеского горизонта там ограничены поверхностями перерыва, быстро уменьшаются в мощности и затем к северо-западу выклиниваются (см. рис. 16). Здесь, таким образом, сохранились условия мелководья, столь характерные для большинства времен эландской и вируской эпох. Сами же отложения кукрузеского времени имеют здесь трансгрессивное залегание, указывающее на обыкновенный ритм развития колебательных движений, хорошо известный на примере отложений B_I, B_{III}, C_{1a} и др.

В данное время для Северной Прибалтики специфично накопление кукерситовых илов в виде пропластков, чередующихся с кукерситистыми карбонатными илами с обильным детритом, а также с обыкновенными детритовыми известковыми илами. Кукерситы накоплялись преимущественно в пологом прогибе широтного направления, длинная ось которого располагалась, видимо, вблизи линии современного глинта (т. е. на линии современного эрозионного среза его отложений), а центр его — в районе к северу от Чудского озера. Самыми крайними точками, где обнаружены макроскопически заметные следы кукерсита, являются: на западе — о-в Готска Сандё, на юге — скважины Выхма и Карула, на востоке — скважина Пестово.

На обширной площади к югу от района накопления кукерситов — в Средней Прибалтике и отчасти, видимо, в Северной Польше — отложения кукрузеского времени представлены комковатыми синевато-серыми глинистыми известняками с обильным пиритизированным детритом. Эти отложения, мощность которых весьма постоянна и обычно не превышает 10—12 м, несомненно образовались в мелководном участке бассейна, в условиях довольно подвижной среды. Об этом свидетельствуют прослойки с шамозитовыми или железистыми оолитами, встреченные в этих отложениях на юго-востоке Эстонии (скважины Отепя, Карула и др.), на северо-западе Латвии (скв. Пилтене), на севере и западе Литвы (скважины Паровея, Стонишкяй), на северо-востоке Польши (скважины Бартошице и Голдап).

К северу, северо-востоку и юго-востоку район распространения крупного пиритизированного детрита ограничивается контуром, в общем хорошо совпадающим с границами Шведско-Латвийской фациальной зоны. Западная граница этого района неизвестна, но, по устному сообщению доктора В. Яануссона, такой детрит в отложениях кукрузеского возраста на территории Швеции, включая о-в Эланд, не встречен.

С северо-запада и юго-востока район отложений с пиритизированным детритом был ограничен довольно широкой полосой накопления

обыкновенных детритовых известковых осадков, литологически весьма сходных с осадками тех же зон в предыдущие времена (C_1c и C_1b). Такие отложения хорошо известны по скважинам о-вов Готска Сандё, Готланд, Сааремаа и Хийумаа (?) на северо-западе и по скважинам Видзы, Пренай и др. на юго-востоке.

Очень близкие типы известковых осадков накоплялись в кукрузеское время также в Средней Швеции (включая о-в Эланд), но с той лишь разницей, что они отчасти, особенно в нижней своей половине, весьма тонкозернисты и практически лишены детрита. Такая тонкозернистость осадков была унаследована с предыдущего, ухакуского времени. На крайнем западе, по сравнению с предыдущими временами, осадки стали более карбонатными (ампиксовый известняк района Осло и юго-востока Сконе).

Таким образом, для кукрузеского времени в общем характерно некоторое расширение площади бассейна и отсутствие хорошо выраженной зональности осадконакопления. В это время на обширной площади бассейна накоплялись довольно однообразные детритовые известковые осадки, давшие начало серым, нередко комковатым детритовым известнякам, иногда с прослоями карбонатных мергелей. В Эстонской фациальной зоне, на площади шириной около 200 и длиной около 800 км, вперемежку с карбонатонакоплением (при общем господстве последнего) происходило более или менее интенсивное накопление органического (сапропелевого) ила, давшего начало прослоям горючего сланца-кукерсита.

Идавереское время, C_{II} (рис. 58)

В идавереское время общая палеогеографическая обстановка и условия осадконакопления были почти такими же, как и в предыдущее, кукрузеское время. Прибалтийская часть Шведско-Латвийской зоны в рассматриваемое время, как и на последующих этапах развития бассейна, была мелководной областью с плоским дном, где накоплялись весьма маломощные (2—3 м) детритовые отложения, в то время как на севере, в материковой части Эстонии и на широких территориях к востоку отсюда, образовались более мощные (обычно 5—10 м) и более глинистые известковые осадки с прослоями глинистых мергелей. На западе, в Средней Швеции и в районе островов, известняки менее богаты терригенным материалом. В Естерйётланде и районе Биллинген-Фалбюгден осадки становились более тонкозернистыми и далее к западу переходили в карбонатные илы Ослоской фациальной зоны. Мощность отложений и здесь обычно небольшая (10—20 м), и лишь на севере грабена Осло, где развиты песчанистые отложения, она достигает примерно 50 м. В Сконе и районе о-ва Борнхольм были распространены маломощные граптолитовые илы.

В Московской синеклизе накоплялись весьма глинистые карбонатные отложения, мощность которых в пределах рассматриваемой территории достигает, видимо, 40 м.

Специфической чертой идавереского времени, по сравнению с предыдущими, является интенсивная вулканическая деятельность в каледонидах, приведшая к образованию в северо-западной половине рассматриваемой территории многочисленных тонких прослоев метабентонитов. Наибольшее количество этих прослоев наблюдается на западе Сконе (Nilsson, 1960, стр. 224—225), где в ухакуских отложениях в интервале мощностью 0,22 м известно четыре, в кукрузеских мощностью 6,59 м — 15, в изученной, нижней части идавереских отложений мощ-

ностью 2,47 м — 17, а в верхней, детально еще не изученной части разреза зоны *Diplograptus multidens* около 40 прослоев, преобладающее количество которых приходится, видимо, еще на долю идавереского горизонта.

В Северной Прибалтике, на периферии ареала распространения бентонитовых глин, в условиях мелководного карбонатонакопления, соответствующие прослои в кукрузеских и нижележащих вируских отложениях полностью отсутствуют; первый комплекс их приурочен к верхней половине идавереского горизонта. Это говорит о том, что вулканическая деятельность была наиболее интенсивной во второй половине идавереского времени.

Йыхвиское время, D_1 (рис. 59)

Условия осадконакопления в йыхвиское время были почти такие же, как и в идавереское время. В преобладающей части бассейна и в это время накоплялись только серые (преимущественно зеленовато-серые) глинистые детритовые известковые осадки небольшой мощности. При этом состав отложений был даже более однородным, чем в предыдущее время: отсутствовали резко разграниченные прослои глинистых осадков, а также грубые детритовые известковые осадки.

На западной окраине Московской синеклизы отмечаются две ветви относительно большой мощности — два прогиба, которые существовали уже в идавереское время. Южная ветвь (Средне-Литовский прогиб), в юго-западном направлении далеко вдающаяся в Южную Прибалтику, в йыхвиское время почти не изменила конфигурацию и расположение. Северная ветвь (Эстонский прогиб) стала образовываться, видимо, уже в ухакуское время; в кукрузеское время ее конец служил основным районом накопления кукерситов и располагался в Северо-Восточной Эстонии. В идавереское время эта ветвь сместилась к югу, причем ее ось располагалась примерно на высоте Средней Эстонии и служила как бы мостом между восточным (московским) и западным (окрестности эстонских и шведских островов и Естерйётланда) районами с относительно большими мощностями отложений.

В йыхвиское время северная ветвь снова переместилась к северу, сохраняя при этом свою значительную длину, но на западе, примерно по меридиану г. Ханко, оказалась резко срезанной Готландским поднятием, которое в йыхвиское время, после длительного погруженного состояния в течение всего ранневируского времени, стало подыматься. Не исключена возможность, что это привело уже в течение йыхвиского времени к образованию в устьевой части современного Ботнического залива области суши, о существовании которой свидетельствует незначительная мощность йыхвиских отложений на севере о-ва Хийумаа (0,54 м против 8,2 м в скв. Пыызаспеа и 11,9 м в скв. Румму), на о-ве Готска Сандё (0,93 м) и в районе оз. Сильян (возможно, что здесь их вообще нет), а также отсутствие пород йыхвиского возраста среди валунов из Южно-Ботнического района.

Так или иначе, но на огромной площади в районе современного Балтийского моря, на преобладающей части Средней Швеции, Западной Прибалтики и Северной Польши, простиралась область, где в йыхвиское время осадконакопление шло очень медленными темпами. Возможно, это было обусловлено прекращением опускания дна бассейна в этом районе.

На крайнем западе территории, в Ослоско-Сконенской зоне, условия по сравнению с предыдущим временем почти не изменялись.

Перестройка плана тектонических движений, происходивших в северной части рассматриваемой территории в йыхвиское время и обнаруженная по материалам Северной и Средней Эстонии еще в 1950 г. (см. также Рыымусокс и Мянниль, 1960), видимо, в других районах бассейна либо вообще не отражалась, либо отражалась очень слабо.

Кейлаское время, D_{II} (рис. 60)

Карта фаций кейлаского времени отличается от предыдущих карт более разнообразным составом осадков, но условия осадконакопления в это время, в частности в раннекейлаское, были в общих чертах довольно сходны с условиями йыхвиского времени.

По набору фаций прежде всего бросается в глаза их большая дифференцированность: наряду с обыкновенными, характерными для предыдущих времен глинистыми детритовыми известковыми осадками, занимавшими основную часть территории Эстонии и прилегающие к ней с востока районы, и с маломощными детритовыми известковыми отложениями, характерными для прибалтийской части Шведско-Латвийской зоны и районов Северной Польши, встречались и другие типы осадков. Так, в средних районах рассматриваемой территории появились глинистые осадки (в узкой полосе вдоль юго-восточной окраины Шведско-Латвийской зоны), алевритистые отложения (у южного конца предполагаемой узкой зоны поднятия в районе о-ва Готланд), чисто органогенные, грубодетритовые и плотные рифовые образования — вазалеммаские известняки (в устьевом районе современного Финского залива; во второй половине кейлаского времени) и куллсбергские известняки (на довольно широкой площади в районе оз. Сильян и в Южно-Ботническом районе), а также глинистые и чистые тонкие известковые илы (на широкой площади в материковой части Средней Швеции).

На востоке, в пределах Московской синеклизы, породы кейлаского горизонта доломитизированы и об их первичном характере судить довольно трудно.

В окрестностях ст. Волосово (запад Ленинградской области) Е. М. Люткевичем (1939; см. также его подстрочное примечание к работе Селивановой и Элькин, 1956, стр. 32) установлены доломиты с *Eoleperditia*, которые он истолковывает как отложения изолированного бассейна, образовавшегося в результате регрессии моря в конце кейлаского времени. Такое представление трудно согласуется с данными о характере кейласких отложений в соседних районах, но не исключена возможность, что указанная эолепердициевая фация связана либо с площадью так называемой ярваканьдиской фации оандуского времени, где, видимо, ранне- и среднеоандуские отложения отсутствуют (см. рис. 61), либо с хорошо выраженной поверхностью перерыва, развитой у основания оандуского горизонта почти повсюду в Северной Эстонии.

В районе скважин Чудово и Андреево (центральная часть Ленинградской области) во второй половине кейлаского времени распространялась кукерситистая литофация, образовавшаяся, видимо, в более мелководных условиях, чем аналогичная литофация кукрузеского времени.

В первой половине кейлаского времени, в частности в самом начале его, в каледонской эвгеосинклинальной зоне снова происходили довольно сильные извержения вулканического материала, в результате чего вся северо-западная часть рассматриваемой территории покрывалась двукратно относительно мощными слоями вулканического пепла.

Несомненно, что это привело к уничтожению на указанной площади всего населения бентоса и обусловливало впоследствии определенные перемещения фауны и ее отдельных составляющих не только на площади, на которой накопились большие массы бентонитовых илов, но также, видимо, и за ее пределами (см. Spjeldnaes, 1957a).

В общем предполагаемая карта фаций кейлаского времени характерна для второй половины рассматриваемого времени, когда условия постепенно приближались к условиям следующего, оандуского времени. В первой половине кейлаского времени (в ристнаское время) общая обстановка в бассейне, видимо, мало отличалась от обстановки в предыдущее, йыхвиское время (ср. Мянниль, 1958б).

Оандуское время, D_{III} (рис. 61)

Оандуское время характеризуется максимальной фациальной дифференцированностью осадков и довольно пестрой картиной их распределения. Общее распределение фаций при этом было почти таким же, как и в позднекейлаское время.

Среди осадков в центральных районах территории преобладали терригенные, глинистые илы небольшой мощности (обычно менее 5 м), приуроченные к двум изолированным полосам. Одна, основная, совпадала с площадью Шведско-Латвийской фациальной зоны, а вторая была приурочена к Эстонской зоне и охватывала основную часть территории Северной Эстонии, северо-западные районы Ленинградской области и, возможно, также приустьевую часть нынешнего Ботнического залива. Эти две полосы были в Средней Эстонии изолированы друг от друга узкой широтной зоной ярваканьдиской фации, для которой было характерно, видимо, полное отсутствие ранне- и среднеоандуских отложений (см. стр. 75), а далее на западе — субширотной полосой глинистых детритовых известковых отложений, проходившей через скважину Пярну и о-в Сааремаа. На западе барьером между Шведско-Латвийской и Эстонской зонами служила Готландская приподнятая зона, протягивавшаяся, видимо, от устья нынешнего Ботнического залива до о-ва Эланд. Присутствие такой зоны в виде узкой полосы суши или вытянутой в субмеридиальном направлении цепи островов хорошо объясняет довольно резкие литологические и фаунистические различия, наблюдаемые между рассматриваемыми зонами (см. стр. 151).

Как среди глинистых отложений района оз. Сильян, так и в Эстонской зоне в оандуское время продолжали развиваться рифовые образования. В первой местности они непосредственно ограничены отложениями «нормальной» фации, а во второй — включены в грубодетритовые (гемикосмитовые) известковые «пески», образующие вместе с биогермами особую рифовую (вазалеммаскую) фацию, мощность которой раза в два превышает мощность «нормальной», глинистой фации горизонта.

На западе, в районе Вестерйётланда, фация глинистых осадков ограничена второй зоной поднятия, которая, видимо, как и в некоторые более ранние времена, представляла собой низкий остров. Следует отметить, что этот остров возник в районе, где в предыдущее время отлагались тонкие чистые известковые илы, давшие начало скрытокристаллическим известнякам, в то время как рядом с ними, в более глубоководных (?) условиях отлагались тонкие глинисто-известковые илы.

На западной окраине располагалась зона черных граптолитовых илов, которая по сравнению с предыдущими временами несколько расширилась.

В восточных районах грабена Осло накоплялись вначале (в первой половине времени) тонкие известково-глинистые илы, а затем преимущественно известковые осадки. На западе и севере грабена распространялась рифовая фация, отложения которой во многом напоминают отложения северо-эстонской вазалеммаской фации.

В конце оандуского времени на территории Северной и Средней Эстонии условия осадконакопления выравнялись, и здесь стали накопляться тонкие известковые илы, соответствующие пачке $D_{III}O^4$ стратотипического разреза горизонта (см. Мянниль, 1960б). Эти осадки обозначают переход к следующему, раквереском времени.

Раквереское время, E (рис. 62)

Раквереское время явилось началом нового этапа в развитии осадконакопления в Балтийском бассейне, характерной чертой которого было накопление на широких площадях как известковых, так и терригенных тонких илов.

Специфической чертой раквереского времени является при этом довольно однообразный, ограниченный набор литофаций, возобновление основной зональности в распределении осадков и расширение фации черных граптолитовых илов, занимавшей основную часть Шведско-Латвийской зоны и территории как Западной Швеции, так и Средней Прибалтики и Северной Польши. Мощности этих отложений обычно небольшие (1—2 м) и лишь изредка превышают 5 м (скв. Нивенская — 6,2, Стачюняй — 7,6 м). На северной границе своего ареала граптолитовые осадки резко утоняются (скв. Пилтене — 0,5 м, Хольдре — 0,3 м), а в районе о-ва Эланд и Естерйётланда и местами также в Вестерйётланде на этой границе отложения раквереского возраста вообще отсутствуют. Не исключена возможность, что здесь временно существовали острова.

В пределах Прибалтики граптолитовые отложения к востоку переходили в тонкие глинистые илы без органики и с обильной бентосной фауной. Распространение этих илов ограничивалось узкой субширотной полосой, в основной своей части совпадавшей с унаследованным еще с предыдущих времен Средне-Литовским прогибом.

Далее, к востоку отсюда, возможно вдоль Белорусской суши, накоплялись аналогичные глины в чередовании с тонкими известковыми илами. Эти осадки переходные между терригенными илами юго-запада и почти чистыми тонкими известковыми илами, занимавшими в данное время огромную площадь в северной половине рассматриваемой территории.

Илы эти, давшие начало раквереским (везенбергским) скрытокристаллическим известнякам, известным в шведской и немецкой литературе отчасти под названием Естершёкальк и отчасти (в материковой части Швеции) — Мазуркальк. Максимальной мощности эти отложения, видимо, достигали, с одной стороны, в устьевой части Финского залива (скв. Сельякюла — 27,8 м, Орьяку — 26,0 м), а с другой — в Московской синеклизе (скв. Пестово — свыше 20 м). На остальной площади мощность их колеблется обычно в пределах 5—10 м.

В грабене Осло предполагаемые раквереские отложения образовали две фации: на западе и севере накоплялись более или менее чистые, возможно отчасти рифогенные, тонкие известковые илы, а на востоке — тонкие известковые илы в чередовании с терригенными глинистыми осадками.

ХАРЬЮСКАЯ (ПОЗДНЕОРДОВИКСКАЯ) ЭПОХА

Паэкнаское время, $F_1a\alpha$ (рис. 63)

Для паэкнаского времени характерно дальнейшее развитие зонального распределения осадков, сам состав которых, однако, довольно резко отличался от состава их в предыдущее время.

Тонкие известковые илы, столь характерные для раквереского (а также для сауньяского) времени, отлагались на основной площади бассейна только лишь местами в Северной и Средней Эстонии в виде небольших линз и прослоев. Наличие их, однако, позволяет предполагать, что полоса этих тонких известковых илов, возможно, располагалась дальше к северу, в районе Аландских островов, в Южно-Ботническом районе и на современном южном побережье Финляндии.

К югу от указанной гипотетической зоны находилась зона сероцветных детритовых глинисто-известковых илов, охватывавшая всю Северную Эстонию и прилегающие с востока районы. Такие же осадки накоплялись в Литовской фациальной зоне.

По территории Южной Эстонии и дальше к западу через о-ва Сааремаа, Готска Сандё и северную часть о-ва Готланд до района оз. Сильян протягивалась зона глауконитовых детритово-известковых осадков небольшой мощности (обычно менее 5 м).

В Прибалтийской части Шведско-Латвийской фациальной зоны накоплялись карбонатные глинистые осадки мощностью до 6—8 м, которые к юго-западу переходили, по-видимому, в черные граптолитовые глины, занимавшие всю западную окраину рассматриваемой территории.

В районе Вестерйётланда, Естерйётланда и о-ва Эланд, возможно, располагалась суша, которая возникла еще в раквереское время.

Сауньяское время, $F_1a\beta$ (рис. 64)

Состав литофаций сауньяского времени очень близок к составу их в раквереское время, причем отличительной чертой данного времени является еще более широкое развитие тонких известковых илов, занимавших почти 2/3 рассматриваемой территории. Остальные фации — граптолитовая на западе и глинистая детритово-известковистая на юго-востоке — занимали относительно небольшие площади.

Значительная часть территории Средней Швеции в сауньяское время, возможно, по-прежнему оставалась островной сушей. С юго-запада к ней примыкала узкая (?) полоса темноцветных тонких известковых илов, к востоку переходивших в обычные светлые илы того же общего характера и состава.

Мощность осадков на преобладающей части территории была незначительной, не превышала обычно 10 м. Наибольшие мощности приурочены к Северо-Восточной Эстонии, где они достигают свыше 20, а местами даже более 27 м. Непосредственно к юго-западу от этого района располагалась очень узкая (20—40 км) зона малых мощностей (0—3 м), которая на востоке окаймляла площадь Шведско-Латвийской зоны, а к западу расширялась и окружала предполагаемую среднешведскую островную сушу. Такие резкие колебания мощности сауньяских отложений, видимо, имеют первичную природу и вызваны особенностями тектонического развития соответствующих районов.

Вормсиское время, F_1b (рис. 65)

Палеогеографическая обстановка вормсиского времени напоминает, с одной стороны (по широкому развитию граптолитовой фации), обстановку раквереского, а с другой (по составу остальных отложений) — паэкнаского времени.

В общем вормсиское время характеризуется хорошо выраженной зональностью осадков и максимальным для всего ордовика развитием граптолитовой фации. Весьма вероятно, что эти черты связаны с относительной глубоководностью бассейна (граптолитовые сланцы, предполагаемое отсутствие островов), обусловленной определенной трансгрессией моря.

Полный набор основных литофаций вормсиского возраста прослеживается на территории Эстонии в направлении с севера на юг. На севере располагалась зона сероцветных детритовых глинисто-известковых осадков (отложения вормсиской пачки), охватывавших не только всю Эстонскую фациальную зону, но также Литовскую и, возможно, значительные площади на востоке. В южном направлении за ними следовали карбонатные глинистые осадки, в той или иной степени детритовые (отложения тудулиннаской пачки), протягивавшиеся в западном направлении через о-в Сааремаа по меньшей мере до островов Готска Сандё и Готланд. Далее следовала зона относительно маломощных, слабокарбонатных глинистых осадков еще более темной окраски. Эти осадки генетически связаны с граптолитовыми илами и относятся уже к Шведско-Латвийской фациальной зоне. Они узкой (40—50 км) полосой окружали площадь распространения граптолитовых илов (отложения свиты Фяка). Мощность последних составляет около 5 м, за исключением субмеридиальной полосы в районе Сконе и Вестерйётланда, где она везде менее одного метра.

Нийбиское время, F_1c^1 (рис. 66)

В нийбиское время начался новый, последний крупный этап в развитии ордовикского моря Балтоскандии. Для этого этапа характерен новый набор литофаций, среди которых значительную роль играют тонко- и мелкозернистые терригенные отложения и почти полностью отсутствуют граптолитовые илы. Наряду с этим для этапа характерно местное развитие тонких карбонатных илов и рифовых образований при сильно подчиненном значении детритовых известковых осадков. Это говорит о более расчлененном характере рельефа дна бассейна и об относительно оживленных тектонических движениях, одним из результатов которых было новое погружение на территории Елгавского прогиба, который в течение долгого времени не выделялся из других районов Шведско-Латвийской зоны.

Специфической чертой осадконакопления нийбиского времени по сравнению с остальными этапами позднего ордовика (а также почти всего среднего ордовика) было накопление красноцветных осадков, по мощности превышавших осадки раннего ордовика.

Фациальная зональность была в нийбиское время очень отчетлива и выражалась как в различной степени карбонатности осадков, так и в их различной окраске и структуре (см. Jaanusson, 1963a, рис. 5).

Шведско-Латвийская фациальная зона в нийбиское время была целиком занята красноцветными осадками, причем в осевой ее части в Прибалтике и в западной полосе в Скандинавии отлагались в той или

иной мере карбонатные илы, а на остальной площади — преимущественно тонкие (реже детритовые) известковые осадки.

На юго-западе территории, в районе Сконе, о-ва Борнхольм и западной части Северной Польши, накоплялись сероцветные глинистые осадки с подчиненными прослойками граптолитовых илов. На севере, в районе Осло и южной части района Хаделанн, отлагались темноцветные глины очень большой мощности (местами превышающей 100 м), а рядом с ними, в северной части Хаделанн, — известковые осадки.

В Прибалтике, за исключением Шведско-Латвийской зоны, распространялись сероцветные известковые мелководные осадки. Это преимущественно детритовые, более или менее глинистые отложения, но нередко здесь встречались также более тонкие известковые илы с обильными остатками сифониковых водорослей (дазикладацей).

На широкой площади в северной части современного Балтийского моря (в районе островов Готланд, Готска Сандё и Аландских) осаждались тонкие светлые, преимущественно водорослевые известковые илы, давшие начало средней части свиты Естершё. В первой половине нийбиского времени площадь распространения этих осадков на короткое время расширилась и охватывала район оз. Сильян, Естерйётланд и Вестерйётланд (отложения пачки Ёглунда).

Мощность нийбиских отложений на преобладающей части рассматриваемой территории колеблется в пределах 10—25 м. Наибольшие мощности приурочены к грабену Осло, районам Сконе и о-ва Готланд, к Елгавскому прогибу и Северной Эстонии, наименьшие — к Южной Прибалтике и Северной Польше.

Адилаское время, F_1c^2 (рис. 67)

В адилаское время фациальная зональность отложений выражена относительно слабо, что может быть обусловлено их сравнительным однообразием и недостаточной изученностью.

На преобладающей площади Прибалтики накоплялись сероцветные, в той или иной мере глинистые, отчасти детритовые известковые осадки, нередко послойно дифференцированные (известковые илы — карбонатные глинистые осадки). В средней части Прибалтики, а также в районе Чудского озера, и, возможно, к востоку от него осадки более глинистые.

На ограниченной площади Средней Эстонии (район скважины Выхма), а также в районе г. Острова (Псковская область) развивались биогермы, богатые сифониковыми водорослями.

В северной части нынешнего Балтийского моря по-прежнему накоплялись относительно мелководные тонкие известковые илы с остатками водорослей. В юго-западной части Прибалтики в рассматриваемое время начал развиваться второй район аналогичных мелководных илов.

В скандинавской части бассейна наметились три довольно четкие фациальные зоны меридионального направления. На востоке располагалась зона сероцветных глинистых известковых илов, которая, видимо, являлась продолжением зоны аналогичных осадков Средней Прибалтики. Посередине располагалась зона темноцветных, отчасти слабо алевритистых карбонатных глин, проходившая через Вестерйётланд. На западе и юго-западе же отлагались по-прежнему сероцветные осадки с прослойками темноцветных илов.

На севере, в районе Осло, к этой зоне примыкала, по-видимому, полоса глинистых осадков с прослоями известковых, которая служила как бы переходом к более или менее чистым известковым образованиям

района Рингерике и Хаделанн, давшим известные «гастроподовые» известняки с остатками разнообразной фауны прибалтийского типа. В самой северной части грабена Осло, в районе Мьёса, отложения адилаского времени, возможно благодаря последующему размыву, целиком отсутствуют.

Поркуниское время, F_{II} (рис. 68)

Палеогеография ордовикского бассейна на завершающем этапе его развития — в поркуниское время — была иной, чем в предыдущее и в последующее время. В результате интенсивных тектонических движений на рассматриваемой территории, очевидно связанных с хоргским орогенезом (Kautzky, 1949) в Каледонской геосинклинали, происходили определенное обмеление и общая регрессия Балтийского бассейна, а также дальнейшее расчленение рельефа его дна. В результате этих событий северная часть современного Балтийского моря, которая уже в течение нийбиского и адилаского времен проявила тенденцию к поднятию, поднялась выше уровня моря. Здесь, видимо, снова образовался полуостров, конфигурация которого, однако, несколько отличалась от таковой в раннеордовикскую эпоху. Побережье Финской суши, которое в течение долгого времени располагалось предположительно в районе северной границы рассматриваемой в работе территории, продвинулось к югу, возможно до современного южного берега Финляндии. Аналогичное перемещение береговой зоны происходило, видимо, также на юго-востоке и востоке рассматриваемой территории, но судить о размерах таких передвижениий из-за неполноты данных очень трудно. Однако, поскольку в скважинах Жежмаряй и Таучёнис юга Литовской ССР и скважине Горшихина Псковской области еще имеются фаунистически доказанные отложения поркуниского возраста, перемещения береговой зоны по меньшей мере на побережье Белорусской суши не могли быть особенно значительными.

Наиболее интенсивными тектоническими движениями был охвачен район грабена Осло, где отложения поркуниского возраста представлены преимущественно известковистыми песчаниками и даже конгломератами, которые местами смяты в мелкие складки (Spjeldnaes, 1957b).

Тектонические движения достигли своего максимума, видимо, в конце поркуниского времени, когда известковистые осадки в ряде мест стали наиболее песчанистыми и местами появились чистые кварцевые пески, а также хорошо развитые оолитовые отложения.

Фациальная зональность осадков в поркуниское время была в Прибалтике отчетливой, но своеобразной и совершенно лишенной характерного для предыдущих этапов симметричного строения. Довольно своеобразным был и состав отложений, которые отличались широким развитием различных типов известковых осадков крайнего мелководья — биогермных образований, грубых детритовых и тонких илистых, а также терригенных осадков.

Основную часть площади бассейна занимали сероцветные алевритисто-глинистые карбонатные осадки небольшой мощности. Местами (вблизи суши в районе Осло и Вестерйётланда, а также в северо-западной части Латвии и кое-где на юго-востоке Эстонии) эти отложения переходили преимущественно в терригенные образования, а местами (в районах перехода к известковым отложениям в Прибалтике) в глинисто-известковые осадки. Относительно большой мощности достигали они в районе оз. Сильян в связи с развитием там крупных рифо-

вых образований, а также в узкой зоне прогибания в Средней Прибалтике.

Основная площадь Средней и Южной Прибалтики была занята светлыми тонкими известковыми илами, отлагавшимися в этом районе уже в предыдущее, адилаское время. Мощность этих осадков на севере довольно значительная, превышает местами 25 м, а на юге — небольшая, обычно менее 5 м.

В Эстонской фациальной зоне, ограниченной на западе Готландской сушей, в крайне мелководных условиях развивались бесчисленные мелкие, диаметром в несколько метров, биогермы, служившие основным источником материала вмещающих их слоистых отложений — грубозернистых цистоидных, мелких детритовых и глинисто-известковых осадков незначительной мощности. Эти осадки изобилуют остатками эндемичных рифофильных организмов — кораллов, страмотопороидей, брахиопод и др. Вопрос о том, как далеко протянулась эта рифовая фация к востоку, остается открытым: ее отложения в районе к востоку от меридиана Чудского озера нацело уничтожены последующим размывом.

В средней части Эстонии, примерно в указанных на карте границах (рис. 68), позднепоркуниские отложения местами обогащены алевритистым и песчанистым материалом, местами представлены чистым кварцевым песком. Источник этого терригенного материала неизвестен; возможно, он был принесен сюда с юго-запада или же с северо-востока течением какой-то реки, возникшей в рассматриваемое время. По минералогическому составу этот материал, согласно исследованиям Х. Вийдинга, довольно резко отличается от раннекембрийских осадков.

На юге Псковской области, а также, видимо, местами в Восточной Литве отлагались детритовые глинисто-известковые осадки, близкие к таким же осадкам предыдущего времени. Рифовые образования в этой прибрежной полосе пока не обнаружены.

В конце поркуниского времени, видимо одновременно с поступлением повышенного количества крупного терригенного материала, в ряде мест Южной и Средней Прибалтики и района Осло образовались известковые оолитовые отложения.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ

Приведенный обзор характера и распределения фаций по отдельным промежуткам геологического времени показывает, что распределение фаций в течение ордовика на территории Балтийского бассейна не было беспорядочным, а подчинялось прежде всего определенным пространственным закономерностям, обусловленным общими условиями тектонического строения и развития рассматриваемой территории в данном периоде.

Из анализа карт фаций следует, что по пространственным особенностям осадконакопления в основной части рассматриваемой территории (без учета Московской синеклизы, как района с неполным и относительно слабо изученным разрезом, и Ословского грабена, как района с довольно своеобразными условиями осадконакопления) можно выделить три основные зоны:

1) Эстонско-Литовскую фациальную зону с почти исключительно органогенным (детритовым) карбонатонакоплением,

2) Шведско-Латвийскую фациальную зону с преимущественным терригенно-карбонатным осадконакоплением и

3) Сконенскую фациальную зону с терригенным осадконакоплением.

Для первой зоны характерны исключительно сероцветные горизонтальнослоистые детритовые известняки с глауконитом, железистыми оолитами, иногда рифовые фации или скрытокристаллические известняки с остатками водорослей. Терригенные осадки, особенно тонкозернистые, встречаются довольно редко.

Вторая зона характеризуется развитием тонкозернистых терригенных или глинистых известковистых осадков преимущественно линзовидной или мелкокомковатой текстуры. Только к этой зоне приурочены красноцветные отложения независимо от того, являются ли они терригенными или известковыми; как правило, первые занимают внутреннюю (в отношении морского бассейна) полосу зоны (в Прибалтике — осевую, в Швеции — западную). Несмотря на специфический набор осадков, эта зона является как бы переходной между первой и третьей, так как ее площадь время от времени была занята осадками, характерными или для первой (на раннекарадокском этапе развития бассейна и в набалаское время), или для третьей (в раквереское, вормсиское и поркуниское время) зоны.

Третья зона характеризуется почти исключительно развитием тонких черных граптолитовых илов и представляет собой краевую часть западного геосинклинального моря (см. рис. 1). В северной и восточной частях этой зоны развиты более карбонатные отложения — карбонатные глины, глинистые мергели и т. д. Ввиду этого граница зоны там неясна — возможно, что сюда следует отнести и узкую полосу вдоль Каледонской эвгеосинклинали, протягивавшуюся далеко на север (в район Емтланда).

Указанные три зоны по своему расположению и характеру осадков несомненно представляют собой три основные фации ордовикского Балтийского бассейна, следовавшие друг за другом по мере удаления от крупного Фенно-Сарматского континента: Эстонско-Литовская прибрежная, Шведско-Латвийская переходная и Сконенская внутренняя фации бассейна. Наряду с этим, в соответствии с характером осадков и фауны, эти же фации, по-видимому, отражают три основные области бассейна с различной глубиной: наиболее мелководную (внешнюю неритовую), относительно глубоководную и наиболее глубоководную (внутреннюю неритовую).

Такое представление о палеогеографии и общих условиях осадконакопления в пределах Балтийского бассейна расходится с представлениями многих ранних исследователей (Bassler, 1911; Holtedahl, 1920; Born, 1926; Öpik, 1930), которые высказали предположение о существовании на западе и на северо-западе так называемого Каледонского порога, а на востоке — открытого моря. Так, А. Эпик (Öpik, 1930a, стр. 18—19) различает в Балтоскандии три крупные области седиментации: 1) Каледонскую геосинклиналь, 2) промежуточную полосу граптолитовых сланцев и 3) Шведско-Прибалтийскую область (Platte) океанических (органогенных) известняков. Осадки первой области образовались, по А. Эпику, вблизи Каледонской суши, они в основном терригенные и достигали большой мощности. Осадки третьей области накоплялись в условиях открытого моря. Из указанных областей вторая, промежуточная, граптолитовая, соответствует нашей Сконенской зоне, а третья, известковая, — нашим Шведско-Латвийской, Эстонской и Литовской зонам. Такая палеогеографическая схема (суша — грубые терригенные осадки — граптолитовые илы — известковые осадки), однако, в отношении ордовикско-силурийского моря Русской платформы не подтверждается фактическими данными.

Так, нет данных, подтверждающих существование в ордовике на северо-западе, в пределах Каледонской геосинклинали, крупной приподнятой области. Вернее всего здесь существовали лишь небольшие острова с высоким рельефом, которые и служили источником грубого терригенного материала, накопившегося тут же в условиях относительно глубокого геосинклинального моря.

Тонкий терригенный материал в виде граптолитовых сланцев осаждался в основном здесь же, а отчасти переносился несколько дальше к востоку, где накоплялся в относительно глубоких участках мелкого прибрежного (в отношении Фенно-Сарматского материка) моря с преимущественным карбонатонакоплением. Известковые осадки, видимо, сплошными зонами окружали низкую Фенно-Сарматскую платформенную сушу, по меньшей мере с запада. За пределами этих зон, в западных и отчасти северных районах грабена Осло, в прибрежной зоне острова Телемарк, видимо, существовали в основном такие же условия карбонатонакопления. Ввиду большей расчлененности рельефа и меньших размеров суши зоны известковых осадков были здесь, однако, очень узкими и, возможно, прерывистыми.

Аналогичная картина соотношения граптолитовых илов и известковых отложений, как одновозрастных фаций, наблюдается и на территории Скандинавии в латорпское время (Skjeseth, 1952). Здесь граптолитовые илы занимали осевую часть Ословского прогиба, переходя к западу (в сторону о-ва Телемарк) и востоку (к полуострову Готланд) в карбонатные отложения, а те в свою очередь в область нулевой седиментации (Skjeseth, 1952, рис. 4 и 5). В других случаях [на севере Емтланда (Thorslund, 1960), в Вестерботтене (Kulling, 1942) и на юге в районе Сконе — о-в Борнхольм] мощность граптолитовых сланцев к востоку уменьшается. Вероятно, они в этом направлении переходили, может быть частично, в известковые осадки.

Указанные основные фации прослеживаются в течение всего ордовика, но особенно отчетливо в период от латорпского до ухакуского времени и от оандуского до конца ордовика. Во второй половине вирусской эпохи, соответствующей нижней части карадока английской схемы, они плохо выделяются вследствие более однородного состава осадков бассейна, что может быть обусловлено временным выравниванием рельефа его дна.

Как уже выше сказано, основная зональность распределения осадков в Балтийском бассейне была обусловлена, видимо, в основном различными глубинами бассейна. Это доказывается разным составом отложений в Эстонско-Литовской и Шведско-Латвийской зонах. Глинистый терригенный материал, принесенный с суши в прибрежные полосы бассейна (как в северную, так и в южную), вследствие волнового движения воды не мог там осаждаться и уносился в более глубоководную, осевую зону Прибалтики. О большей общей глубине осевой зоны говорят также беспрерывный, наиболее полный разрез ордовика в данной зоне (Мянниль, 1963б) и его сходство с разрезами Московской синеклизы (например, скв. Пестово; ср. Станкевич, 1955, 1961). Уже давно указывалось на разницу в глубине моря в пределах одной Эстонской фациальной зоны. Она проявляется здесь в постепенном выклинивании в северо-западном направлении отдельных слоев, в увеличении в том же направлении степени выраженности и количества поверхностей перерыва, размера оолитов, степени окатанности детрита, появлении примеси кварцевых зерен (Ламанский, 1905; Orviku, 1940, стр. 85, 134, 188; Орвику, 1960а, б).

Таким образом, при оценке относительной глубины моря в разных

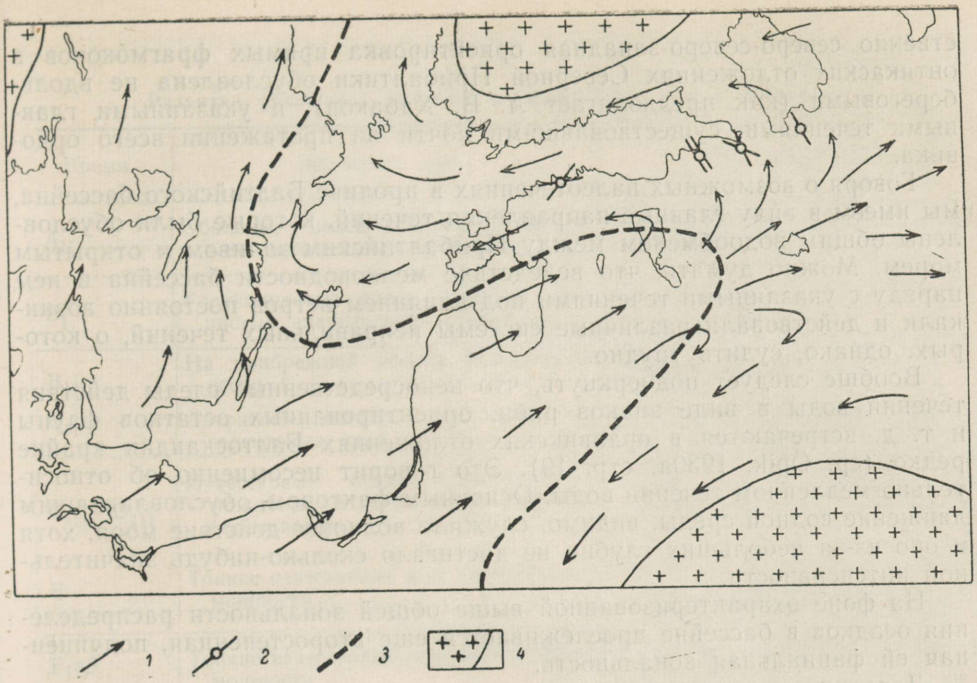


Рис. 37. Предполагаемые направления палеотечений в Балтийском бассейне в ордовикском периоде.

1 — направление течений; *2* — преобладающая ориентировка фрагмоконов прямых наутилоидей по А. В. Хабакову (1964); *3* — граница между Скандинавским и Прибалтийским регионами бассейна; *4* — суша.

фациальных районах нет основания сомневаться в том, что осадки Шведско-Латвийской зоны образовались в общем в более глубоководных условиях, чем осадки Эстонско-Литовской зоны. То же самое можно сказать, видимо, и об осадках Сконенской зоны по сравнению со Шведско-Латвийской.

Считая основной причиной фациальной зональности Балтийского бассейна различную глубину соответствующих регионов водоема, мы отнюдь не можем пренебрегать рядом других, хотя и второстепенных факторов, также существенно влиявших на накопление осадков. Одним из таких факторов и в данном бассейне являлись, несомненно, более или менее постоянные течения, особенно в устьевой части Прибалтийского залива. Нельзя представить себе, что воды последнего не имели постоянного обмена с водами западных открытых морей.

Исходя из фациального характера отложений Прибалтийского пролива и распространения в нем терригенных фаций и фауны, приходится предположить, что с запада воды проникали в залив по осевой части пролива. Противотечения, видимо, были приурочены как к его северной, так и к южной прибрежной зоне (рис. 37). Такая схема течений для пролива необычна, но, на наш взгляд, она лучше всего согласуется с фактическими данными о распространении отложений и фауны. Возможно, что данной схемой предполагаемых палеотечений объясняется также кажущееся противоречие между принятой нами конфигурацией пролива, в частности направлением береговой линии Финской суши, и установленными А. В. Хабаковым (1964) по ориентации раковин эндоцератитов палеотечениями. Не исключена возможность, что преимуще-

ственно северо-северо-западная ориентировка прямых фрагмоконов в онтикаских отложениях Северной Прибалтики обусловлена не вдольбереговыми (как предполагает А. В. Хабаков), а указанными главными течениями, существовавшими почти на протяжении всего ордовика.

Говоря о возможных палеотечениях в проливе Балтийского бассейна, мы имеем в виду главные направления течений, которые были обусловлены общим водообменом между Прибалтийским заливом и открытым морем. Можно думать, что вследствие мелководности бассейна в нем наряду с указанными течениями под влиянием ветров постоянно возникали и действовали различные системы неправильных течений, о которых, однако, судить трудно.

Вообще следует подчеркнуть, что непосредственные следы действия течений воды в виде знаков ряби, ориентированных остатков фауны и т. д. встречаются в ордовикских отложениях Балтоскандии крайне редко (ср. Öpik, 1930a, стр. 19). Это говорит несомненно об относительно медленном течении воды. Основным фактором, обусловливавшим движение водной среды, видимо, служило волновое действие моря, хотя и оно из-за небольших глубин не достигало сколько-нибудь значительной интенсивности.

На фоне охарактеризованной выше общей зональности распределения осадков в бассейне прослеживается еще второстепенная, подчиненная ей фациальная зональность.

Довольно ясная и при этом сконцентрированная на небольшой площади зональность фаций наблюдается в течение почти всего ордовика, например, в грабене Осло (см. например, Störmer, 1953; Skjeseth, 1952 и др.) и за пределами рассматриваемой территории в Емтланде (см. Thorslund, 1940, 1960). Эти районы, однако, имеют свои специфические черты геологического строения и развития и поэтому мы не будем здесь на них останавливаться.

В наиболее четком виде фациальная зональность второго порядка прослеживается в Прибалтике, где она из-за сходных условий осадконакопления в северной (Эстонской) и южной (Литовской) прибрежных зонах имеет в ряде случаев отчетливо симметричное строение (например, в биллингенское, волховское, азериское, ухакуское и вормсиское время). В других случаях она была асимметричной, что выражается как в распределении мощностей, так и в развитии в Эстонской и Литовской зонах различных осадков (табл. 7).

Сравнение показывает, что в эландскую эпоху (A_{II}, B_I, B_{III}) в Эстонской зоне большие мощности имели терригенные отложения. Это, видимо, связано с денудацией Готландской суши, сложенной песчаными отложениями кембрия. В конце кундаского времени ($B_{III\gamma}$) этот район опустился ниже уровня моря и был покрыт известковыми осадками. В результате в Прибалтийской части бассейна на последующем этапе (в течение $C_{I}a$, $C_{I}b$, $C_{I}c$ и, возможно, C_{II}) условия осадконакопления в обеих зонах оказались сходными. Через некоторое время, в середине вируской эпохи, возможно в связи с происшедшей в это время перестройкой плана тектонических движений в бассейне, условия изменились. В течение всего поздневируского времени, а также в сауньяское и нийбиское времена в Эстонской зоне отлагались преимущественно различные органогенные известковые отложения значительной мощности, в то время как на юге преобладали глинистые осадки меньшей мощности. Может быть, эти различия в определенной степени обусловлены менее интенсивным осаждением карбоната кальция на юге, но наряду с этим в прибрежную зону осадконакопления здесь поступило значи-

Таблица 7

Развитие различных осадков в прибрежных зонах Прибалтики

Время	Эстонская зона	Литовская зона
A_{II}	Оболовые пески и диктионемовые илы значительной мощности	Только оболовые пески незначительной мощности
B_I	Глауконитовые пески, местами глинистые значительной мощности	Глауконитовые пески незначительной мощности
B_{III}	На прибрежной полосе известковые пески	Аналоги неизвестны
C_{II}	Детритовые осадки с прослоями кукерситовых илов	Детритовые известковые осадки; аналоги кукерсита отсутствуют
C_{III}—D_{III}	Известковые осадки значительной мощности, в том числе рифовые образования	Детритовые известковые осадки небольшой мощности; на краю внутренней зоны глинистые осадки
E	Тонкие известковые илы значительной мощности	Глины и карбонатные глинистые илы с прослоями тонких известковых илов меньшей мощности
$F_1a\beta$	Тонкие известковые илы значительной мощности	Глинистые детритовые осадки небольшой мощности
F_1c^1	Детритовые осадки значительной мощности, с рифовыми образованиями	Более глинистые осадки незначительной мощности; рифовые образования неизвестны
F_{II}	Рифовая фация небольшой мощности	Преимущественно тонкие известковые илы значительной мощности

тельно больше тонкого терригенного материала, чем в северную зону. Возможно, что это было связано с некоторым поднятием Белорусской суши, сложенной в основном терригенными отложениями волынско-валдайского комплекса.

В поркуниское время условия в Прибалтике снова изменились, причем, однако, обе суши (Финская на севере и Белорусская на юге) по-прежнему были низкими и не давали сколько-нибудь значительного количества терригенного материала.

Фациальная зональность второго порядка на основании имеющегося фактического материала особенно хорошо прослеживается по некоторым горизонтам в северной части Прибалтики. Исключительно хорошим примером служат в этом отношении отложения кундаского возраста, в которых с севера на юг прослеживаются (последовательно от более прибрежных осадков к внутренним) следующие фациальные зоны:

1) известковистые пески с примесью кукерсита,
2) сероцветные детритовые известковые осадки с глауконитом,
3) сероцветные детритово-оолитовые осадки,
4) пестроцветные детритово-оолитовые осадки,
5) красноцветные известковые осадки,
6) красноцветные глинисто-карбонатные осадки и глинистые илы.

Вторым примером могут служить фации паэкнаского времени (рис. 63), которые там же представлены следующими зонами:

1) тонкими светло-серыми известковыми илами (предполагаемая зона),

2) чередованием сероцветных детритовых известковых осадков с тонкими светло-серыми известковыми илами,

3) сероцветными детритовыми известковыми осадками,

4) сероцветными детритовыми известковыми осадками с глауконитом,

5) сероцветными, в той или иной мере карбонатными глинистыми илами.

Более полную серию указанного набора фаций (в отношении сравнительно глубоководных осадков) можно там же проследить на примере фаций вормсиского времени (см. рис. 65):

1) сероцветные детритовые осадки,

2) сероцветные карбонато-глинистые осадки,

3) маломощные сероцветные глины,

4) темные граптолитовые илы.

Наконец, четвертым примером может служить набор фаций второй половины ласнамягиского времени (рис. 55; см. также фации ухакуского времени, рис. 56):

1) сероцветные детритовые известковые осадки,

2) сероцветные детритовые известковые осадки с оолитами,

3) тонкие светло-серые известковые илы.

В приведенных примерах мы имеем дело, видимо, с тремя основными типами набора литофаций ордовикских отложений Прибалтики, из которых первый тип (первый пример) кончается в осевой зоне бассейна красноцветными глинистыми осадками, второй тип (четвертый пример) — тонкими светло-серыми известковыми илами и третий (второй и третий примеры) — темными граптолитовыми илами.

Во всех наборах этих типов присутствуют сероцветные детритовые известковые осадки, наиболее распространенные в прибалтийской части бассейна. Наряду с ними для каждого типа наборов фаций характерны свои специфические типы осадков — тонкие светло-серые, красноцветные и граптолитовые илы, а также известковистые пески. В связи с тем, что особенности распространения таких осадков имеют важное значение для понимания не только характера фациальной зональности в данной части бассейна, но и палеогеография последнего в целом, мы остановимся на них подробнее.

Осадки наиболее прибрежной зоны, т. е. грубые и средние терригенные осадки, представляют собой в данном бассейне, кроме ранних стадий его развития, а также грабена Осло, редкое исключение. Можно думать, что здесь песчаная литораль вообще отсутствовала и известковые фации либо непосредственно соприкасались с берегом, либо были отделены от него зоной нулевой седиментации. Это объясняется чрезмерно низким рельефом прилегающей суши и практическим отсутствием денудации и доказывается трансгрессивным залеганием известковых отложений непосредственно на более древнем основании, например в районе Готландского поднятия (отложения $B_{III}\gamma$), Твярен (отложения C_{II}), Даларне (отложения $B_{I}a$), на о-ве Борнхольм (отложения B_{II}), в Вестерйётланде (отложения $C_{I}a$) и местами в Емтланде.

А в тех случаях, когда песчаная литораль имелась, как, например, в латорпское и в кундаское время, источником сноса являлось, видимо, не кристаллическое основание суши, а песчаные отложения кембрия. Это, видимо, в значительной степени относится и к происхождению тремадокских песчаных отложений.

Накопление известковых отложений началось в данном бассейне только в самом конце тремадокского времени (в позднецератопигевое время) и было ограничено лишь территорией Южной и Сред-

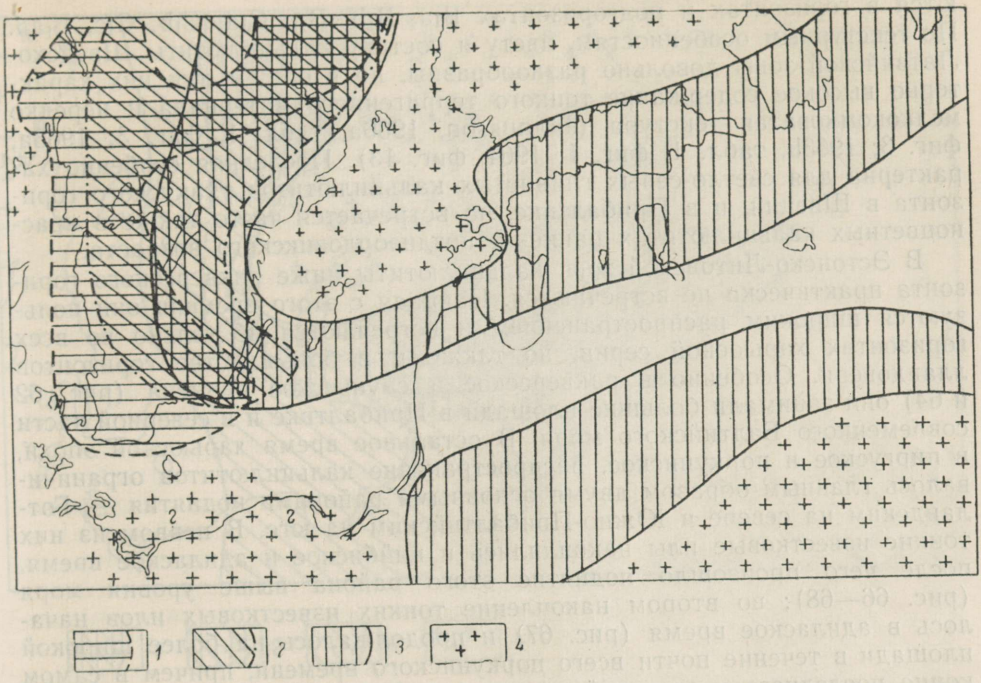


Рис. 38. Развитие карбонатонакопления в начале эландской эпохи.
1 — площадь накопления известковых осадков в позднетремадокское время (A_{III}); *2* — то же, в хуннебергское время ($B_{III}a$); *3* — то же, в биллингенское время ($B_I b$); *4* — суша биллингенского времени; белая полоса в биллингенское время была занята тонкозернистыми терригенными осадками

ней Швеции. В раннеонтикаское время площадь карбонатонакопления несколько переместилась к востоку, и только в позднебиллингенское время она расширилась и охватила прибрежные полосы на востоке, в прибалтийской части бассейна (рис. 38). Одновременно с расширением площади карбонатонакопления изменялся и характер самих осадков — наряду со скрытокристаллическими отложениями (кальцилюгитами), характерными для Шведско-Латвийской фациальной зоны, в Эстонской и Литовской зонах стали образовываться детритовые известковые отложения (калькарениты). Известковые отложения самых верхов латорпского горизонта и волховского горизонта Северной и Южной Прибалтики являются, таким образом, наиболее древними детритовыми известняками рассматриваемого бассейна. Как видно из изложенного в предыдущих разделах материала, эти известняки вообще характерны для Эстонско-Литовской зоны бассейна и встречаются в осевой, Шведско-Латвийской зоне бассейна только в подчиненном количестве, за исключением раннекарадокской эпохи (C_{II}—D_{II}), когда они были широко распространены также в прибалтийской части осевой зоны.

Скрытокристаллические известняки вообще распространены во всех основных регионах Балтийского бассейна, но в Сконенской зоне они являются единственным типом известковых отложений и ввиду преобладавшего там терригенного осадконакопления встречаются очень редко (соответствующие осадки отлагались там только в ератопигевое, волховское и кукрузеское, а местами также в кейлаское и набалаское время). В Шведско-Латвийской зоне кальцилютиты преобладают над калькаренитами, причем особенно широким распространением пользу-

ются в горизонтах и подгоризонтах B_{Ia}, B_{Ib}, B_{II}, C_{Ia}, C_{Ib}, C_{Ic}, $F_{Ia\beta}$. По текстурным особенностям, цвету и составу кальцилютиты Шведско-Латвийской зоны довольно разнообразны, но в общем для них характерно высокое содержание тонкого терригенного материала и нередко мелкокомковатая текстура (Jaanusson, 1960a, табл. 1, фиг. 3; 1963a, фиг. 3; 1963b, табл. 1, фиг. 1; 1964, фиг. 13). Последняя особенно характерна для светло-серых глинистых кальцилютитов ухакуского горизонта в Швеции, и в Прибалтике, но встречается часто также в красноцветных кальцилютитах ранне- и позднеордовикского возраста.

В Эстонско-Литовской зоне кальцилютиты ниже раквереского горизонта практически не встречаются. Начиная с этого времени они пользуются широким распространением и встречаются не только во всех горизонтах харьюской серии, но также и в большинстве горизонтов лландовери. Особенно в раквереское и сауньяское времена (рис. 62 и 64) они занимали большие площади в Прибалтике и в северной части современного Балтийского моря. В остальное время харьюской эпохи, в пиргуское и поркуниское, распространение кальцилютитов ограничивалось главным образом двумя основными районами поднятия — Готландским на севере и Южно-Прибалтийским на юге. В первом из них тонкие известковые илы накоплялись в нийбиское и адилаское время, после чего произошло поднятие этого района выше уровня моря (рис. 66—68); во втором накопление тонких известковых илов началось в адилаское время (рис. 67) и продолжалось на более широкой площади в течение почти всего поркуниского времени, причем в самом конце последнего и этот район стал сушей (основной перерыв падает здесь на ранний и отчасти средний лландовери). Такие районы, где за появлением тонких известковых илов следовал перерыв в седиментации, известны и в других частях бассейна (например, в окрестности нынешнего озера Венерн в течение кейлаского и оандуского времен). Это показывает, что скрытокристаллические известняки Эстонско-Литовской зоны могут быть связаны с регрессивным развитием моря, и говорит о крайне мелководных условиях осадконакопления.

Кальцилютиты Эстонско-Литовской зоны отличаются от их более глубоководных разновидностей, распространенных в Шведско-Латвийской зоне, горизонтальной или крупнокомковатой слоистостью, меньшим содержанием терригенного материала, нередко специфической брекчиевидной текстурой, часто содержанием остатков известковых водорослей. Характерно присутствие темных, синевато-серых пятен и узоров тонкорассеянного пирита.

Таким образом, в Балтийском бассейне мы имеем дело с двумя генетическими типами скрытокристаллических известняков (кальцилютитов), сравнительное изучение которых может дать ценные сведения о генезисе данных известняков.

Красноцветные отложения. Распространение красноцветных отложений в Балтийском бассейне довольно четко контролируется как стратиграфическими, так и площадными параметрами. *

По имеющимся данным, наиболее древние красноцветы относятся к хуннебергскому подгоризонту и приурочены только к Елгавскому прогибу (рис. 39 и 54). На следующем, биллингенском этапе развития бассейна в указанном прогибе продолжали накопляться красноцветные глинистые илы, которые, видимо, увязываются с одновременными крас-

* За исключением некоторых узкоместных проявлений красноцветности пород в оболовых песчаниках Северной Прибалтики и верхневируских околорифовых известняках района оз. Сильян.

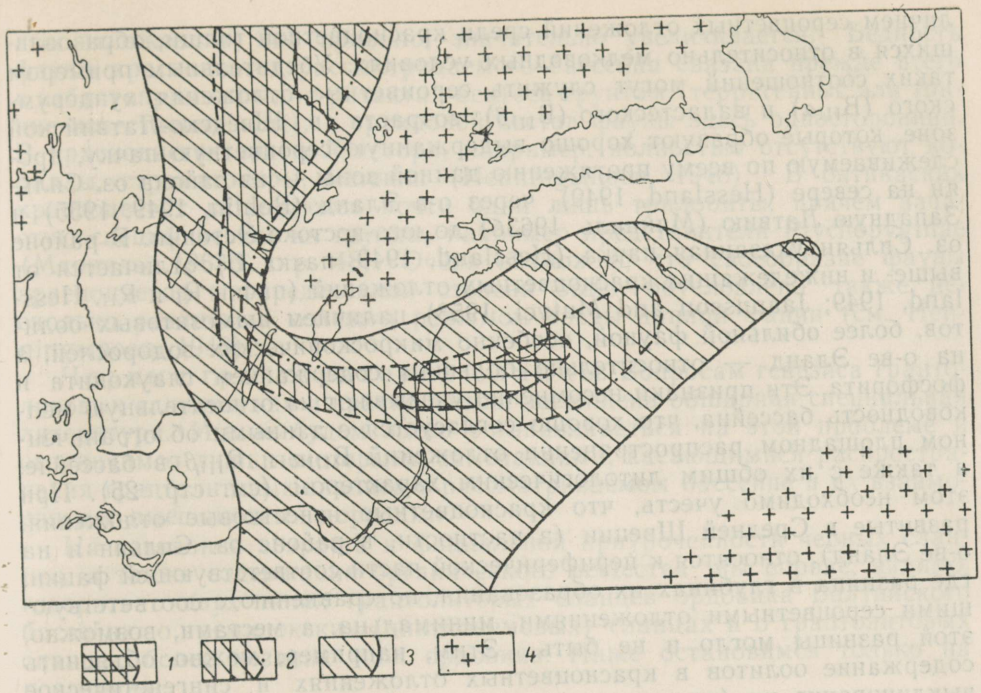


Рис. 39. Расширение площади распространения красноцветных отложений в оникаском веке.

1 — хуннебергское время (B_Ia); *2* — биллингенское время (B_Ib); *3* — волховское время (B_{II}); *4* — суша.

ноцветными тонкими известковыми илами осевой части среднешведской зоны известковых осадков. На следующем, волховском этапе красноцветные известковые отложения занимали уже широкие площади в Средней и Южной Прибалтике и восточной части Средней Швеции (рис. 39 и 52), т. е. всю площадь Шведско-Латвийской фациальной зоны. В тех же пределах красноцветные известковые отложения были развиты и в течение следующих эпох, вплоть до конца азериского времени. В начале ласнамягиского времени площадь красноцветов резко сократилась, и с середины этого времени вплоть до начала пиргуского красноцветы в Балтийском бассейне неизвестны. В нийбиское время красноцветные глинистые и известковые отложения снова занимали почти всю площадь Шведско-Латвийской зоны, а затем, в течение адилаского и поркуниского времен, появлялись в той же зоне спорадически в виде маломощных (обычно 2—3 м) глинистых пачек среди различных сероцветных известковых или глинистых отложений.

Таким образом, красноцветы в рассматриваемом бассейне довольно четко приурочены к определенным фациальным районам и стратиграфическим подразделениям. Они появились еще в раннеаренигское время в одном из наиболее глубоководных участков бассейна и в течение довольно короткого времени распространились из этого центра на всю площадь Шведско-Латвийской зоны.

Распространение красноцветов только в Шведско-Латвийской зоне указывает, что они образовались в общем в более глубоководных условиях, чем одновозрастные и отчасти однотипные с ними (в литологическом отношении) сероцветные отложения. Это доказывается также на-

личием сероцветных отложений среди красноцветной толщи, образовавшихся в относительно мелководных условиях. Убедительным примером таких соотношений могут служить сероцветные отложения хундерумского ($B_{III}\alpha$) и валастеского ($B_{III}\beta$) возраста в Шведско-Латвийской зоне, которые образуют хорошо выдержанную сероцветную пачку, прослеживаемую по всему протяжению данной зоны — из района оз. Сильян на севере (Hessland, 1949), через о-в Эланд (Bohlin, 1949, 1955) и Западную Латвию (Мянниль, 1963б) до юго-востока Эстонии. В районе оз. Сильян указанная пачка (Hessland, 1949, пачка G) отличается от выше- и нижележащих красноцветных отложений (пачки R_I и R_{II}, Hessland, 1949; Jaanusson and Mutvei, 1953) наличием шамозитовых оолитов, более обильной фауной, особенно микроскопических водорослей, а на о-ве Эланд — относительно большим содержанием глауконита и фосфорита. Эти признаки несомненно указывают на относительную мелководность бассейна, что хорошо согласуется с данными об ограниченном площадном распространении отложений $B_{III}\alpha$ и $B_{III}\beta$ в бассейне, а также с их общим литологическим характером (см. стр. 25). При этом необходимо учесть, что красноцветные известковые отложения, развитые в Средней Швеции (в частности, в районе оз. Сильян и на о-ве Эланд), относятся к периферической части соответствующей фации, где разница в глубинах их образования, по сравнению с соответствующими сероцветными отложениями, минимальна, а местами, возможно, этой разницы могло и не быть. Этим, например, можно объяснить содержание оолитов в красноцветных отложениях и сингенетическое выклинивание их (отложения азериского горизонта в Вестерйётланде; Jaanusson, 1964).

Что красноцветные отложения могут представлять собой относительно глубоководную фацию, подтверждается также и на примере других бассейнов (см. Brinkman, 1935).

Красноцветные отложения Балтийского бассейна относятся к так называемым химическим красноцветам (по классификации Krynine, 1949), т. е. окрашивание в красный цвет происходило еще в процессе выпадения осадков. В настоящее время эта окраска обусловлена наличием в породе гематита, который в виде тонкой пленки покрывает зернистые составляющие (Hessland, 1949). В красных породах, как везде, так и в рассматриваемом бассейне, количество окисного железа сильно преобладает над закисным (Henningsmoen, 1948, табл. III), причем общее содержание железа обычно не превышает 5%. Пирит, как правило, в красноцветных породах практически отсутствует, в то время как в породах соседних фаций — в темных сланцах, зеленых глинах и сероцветных известняках — он представлен обильно, так же как зачастую шамозит и гётит. Все это показывает, что красноцветные отложения, в отличие от пород соседних фаций, никогда не проходили стадию восстановления, которому, как ни странно, были подвергнуты все более глубоководные и все более мелководные отложения, в том числе широко развитые детритовые известковые осадки прибрежных зон бассейна. По-видимому, осадконакопление как в Эстонско-Литовской, так и в Шведско-Латвийской зоне происходило, в отличие от Сконенской зоны, в окислительной среде; в пределах первой зоны железные соединения осадка в дальнейшем вследствие разложения органического вещества подвергались восстановлению, во второй зоне этому, видимо, препятствовало недостаточное количество органики. Это хорошо согласуется с данными об относительной бедности остатками фауны красноцветных отложений как эландской, так и харьюской серии. К периферии, в частности в сторону прибрежной фации, количество остатков фауны в красноцвет-

ных отложениях, как правило, значительно увеличивается. Бедность фауны красноцветов рассматриваемого бассейна связана прежде всего с неблагоприятным для развития бентоса грунтом (терригенные или тонкие известковые илы), и групповой состав фауны здесь односторонний. В красноцветах свиты Юнсторп, например, полностью отсутствуют кораллы, строматопоры, мшанки (Henningsmoen, 1948). В онтикаских красноцветах встречаются почти одни лишь трилобиты, причем зачастую специфические их группы, например представители Ptychopyginae (Мянниль, 1963б, стр. 48). Очень возможно, что своеобразие фауны красноцветов в определенной степени было обусловлено также несколько различным солевым режимом среды данной фации (см. Henningsmoen, 1948).

Черные граптолитовые сланцы. Вопросам генезиса граптолитовых сланцев, как и красноцветов, посвящена обширная специальная литература. Мы не будем здесь останавливаться на этой проблеме и ограничимся лишь некоторыми замечаниями, касающимися распространения граптолитовых сланцев в рассматриваемом бассейне и их взаимосвязи с вмещающими породами.

На основании возраста и фациальной приуроченности черных сланцев, а также содержания органического вещества мы вправе, видимо, говорить о двух типах граптолитовых сланцев ордовика Балтийского бассейна: о тремадокских (диктионемовых) сланцах и о граптолитовых сланцах более поздних эпох ордовика. Ниже остановимся только на последних.

Все послетремадокские граптолитовые сланцы Балтийского бассейна непосредственно связаны с Западно-Европейской геосинклинальной зоной и представляют собой краевую фацию последней. Указанная зона охватывает, видимо, юго-западный угол рассматриваемой территории, причем более или менее постоянное накопление граптолитовых илов происходило в районе Сконе, особенно в западной его части. Несмотря на их наличие, отношение этих осадков к другим типам осадков и соответствующие фациальные переходы из-за последующего размыва отложений могут быть изучены только по некоторым этапам развития бассейна, когда фация граптолитовых илов расширялась, мигрировала к северу и востоку и образовала там «языки» среди вмешающих известковых осадков. Такими основными этапами были ракверескоe и вормсиское времена (рис. 62 и 65). Особенно широко распространены сланцы Фяка вормсиского времени, мощность которых в преобладающей части Средней Швеции и Средней Прибалтики колеблется обычно в пределах 4—6 м. К периферии ареала мощность сланцев уменьшается и они переходят в темную, зеленовато-серую карбонатную глину небольшой мощности (0,5—1 м). Дальше к внешней стороне бассейна такие глины становятся все более и более известковыми, их мощность возрастает и наконец они переходят в глинистый детритовый известняк. Такие переходы прослеживаются как в Северной, так и в Южной Прибалтике. Можно думать, что они присущи и другим районам бассейна, где имелись аналогичные геологические условия. То же самое отмечается и в вертикальном направлении: в беспрерывных разрезах граптолитовые сланцы всегда подстилаются и перекрываются зеленовато-серыми глинами, а иногда даже чередуются с ними. Пограничные слои между сланцами и глинами нередко представлены так называемым пятнистым сланцем (speckled shale), детально охарактеризованным Г. Хеннингсмуэном (Henningsmoen, 1948, стр. 382, табл. XXIII). Такие переходные слои возникли в результате деятельности илоедов (видимо, червей), присутствие которых указывает на изменение среды осадконакопления от вос-

становительной в сторону окислительной. Это доказывается как изменением количества пирита в породе (в сланцах встречается обильно, в глинах практически отсутствует), так и остатками фауны. В сланцах, как правило, бентосные формы отсутствуют, в то время как в зеленых глинах трилобиты местами довольно часты (Henningsmoen, 1948).

Граптолитовые сланцы зоны *Dicranograptus clingani* (раквереский горизонт) к периферии своего ареала в Северной Прибалтике также сильно сокращаются в мощности (0,5 м в скв. Пилтене, 0,3 м в скв. Хольдре), но переходная глинистая зона здесь не обнаружена. Возможно, что она здесь очень узкая или же совсем отсутствует, так как сланцы в данном случае переходят не в детритовую известковую породу, а в скрытокристаллическую, накопившуюся также в виде тонкого ила. В структурном и генетическом отношении граптолитовые сланцы вообще гораздо теснее связаны со скрытокристаллическими известняками, чем с детритовыми. Об этом свидетельствует их парагенезис в ceратопигевое, латорпское и волховское времена на территории Южной и Средней Швеции (см. рис. 49, 50 и 52), а также частое чередование граптолитового сланца со скрытокристаллическим известняком в свите Сландром во многих местах Емтланда (Thorslund, 1940, стр. 90 и др.). В ухакуском горизонте на юго-востоке Эстонии (скв. Карула и Петсери) среди скрытокристаллического известняка иногда встречаются тонкие прослойки глинистого сланца с *Gymnograptus linnarssoni*.

ГЛАВА III

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ФАУНЫ

В Балтийском бассейне в ордовике развивалась весьма богатая и разнообразная фауна (и флора), представленная прежде всего трилобитами, брахиоподами, мшанками, остракодами, цистоидеями, брюхоногими и головоногими моллюсками, криноидеями, конодонтоносителями и другими группами раннепалеозойских беспозвоночных, в том числе бесскелетными. В раннем ордовике преобладали трилобиты и брахиоподы, а в среднем — состав преобладающих групп фауны был наиболее разнообразным. В позднем ордовике существенную роль наряду с брахиоподами и остракодами стали играть кораллы (табуляты, гелиолитиды, ругозы) и строматопороидеи, а также сифониковые водоросли. Иглокожие и местами также трилобиты, сифониковые водоросли, брахиоподы и некоторые другие группы иногда являлись породообразующими. В западных районах с тонкими терригенными осадками значительную роль играли граптолиты.

Подсчет общего количества видов фауны и флоры в пределах всего бассейна еще не произведен, но некоторое представление о богатстве видового состава можно получить на основе подсчетов некоторых основных групп фауны Эстонской фациальной зоны: трилобитов 335, замковых брахиопод 330, мшанок 260, остракод 200 (Мянниль, Рыымусокс и Сарв, 1966). Из одного лишь рифового комплекса Буда в районе оз. Сильян, по возрасту соответствующего только пиргускому и поркунискому горизонтам, описан 151 вид пелеципод (Isberg, 1934) и 88 видов трилобитов (Warburg, 1925), а в одних только нижних дидимограптовых сланцах латорпского возраста Норвегии установлено 122 вида и разновидности граптолитов (Monsen, 1937).

Приведенные примеры заставляют думать, что общая численность видов и подвидов ордовикской фауны и флоры Балтийского бассейна, видимо, составляла несколько десятков тысяч.

При палеобиогеографической оценке фауна данного бассейна обычно рассматривается как фауна самостоятельной Балтийской провинции или области (Frech, 1897; Нехорошев, 1960; Астрова, 1960, 1964, 1965; Соколов, 1960 и др.) или же как фауна особого балтийского типа Северо-Европейской (Англо-Скандинавской) провинции (Spjeldnaes, 1961 и др.). Основанием для такой оценки служит относительно высокая степень эндемичности балтийской фауны, особенно хорошо выраженная у таких групп, как трилобиты, остракоды, иглокожие, брахиоподы. Среди трилобитов «чистыми» эндемиками оказываются, например, такие характерные и широко известные роды, как *Asaphus* (см. Балашова, 1953), *Pseudoasaphus*, *Ptychopyge* s. l. (см. Балашова, 1964), *Megistaspis*, *Pseudo-*

basilicus, *Pterygometopus s.* str. и др., достоверные представители которых за пределами Балтоскандии практически неизвестны. К характерным для Балтоскандии родам относятся такие роды, как *Chasmops* (см. Рыымусокс, 1953), *Estoniops* (см. Мянниль, 1957), *Paraceraurus* (см. Мянниль, 1958д), *Nieszkowskia* и др., центром развития которых несомненно был Балтийский бассейн. Это преимущественно представители таких надвидовых таксонов, которые в других морях были представлены другими родами: например *Chasmops* — родами *Calliops* и *Calyptaulax* (в Шотландско-Аппалачской и Американо-Арктической провинциях) и *Monorakos* (в Сибирской провинции); *Paraceraurus* — родами *Ceraurus*, *Ceraurinella* и др. Среди родов остракод, судя по работам В. Яануссона (1957) и Л. Сарва (1959), вообще очень мало таких, которые известны за пределами Балтоскандии. Из цистоидей хорошими эндемиками являются прежде всего *Echinoencrinites*, *Cheirocrinus*, *Heliocrinites*, *Hemicosmites*, *Protocrinites*, *Haplosphaeronis*; из криноидей — *Hoplocrinus*, (см. Мянниль, 1959в). Среди других групп иглокожих к чистым эндемикам относятся *Bockia*, *Rhipidocystis*, *Achradocystites* и др. (см. Геккер, 1958), а также древнейший известный морской еж *Bothriocidaris* (см. Мянниль, 1962а). Среди замковых брахиопод эндемичный характер имеют многочисленные группы клигамбонитацей (см. Öpik, 1934), в том числе роды *Antigonambonites*, *Clitambonites*, *Clinambon*, *Ilmarinia* и др., а также многие роды других надсемейств (например, *Glossorthis*, *Porambonites*).

Необходимо отметить, что наряду с указанными группами среди мшанок, например, очень мало более или менее достоверных эндемичных родов. Из большого количества родов (85) хорошими эндемиками можно считать здесь лишь немногие (*Kukersella*, *Revalopora*, *Dittopora*, *Nematotrypa*, *Oanduella*) (см. Мянниль, 1959а, б). Это тем более странно, что Балтийский бассейн, возможно, являлся одним из центров раннеордовикского развития и расселения древнепалеозойских мшанок (ср. Астрова, 1964, 1965). По-видимому, такое поведение мшанок было обусловлено их исключительной способностью к распространению (при помощи личинок) по сравнению с большинством других групп фауны.

Указанные примеры позволяют заключить, что фауна Балтийского бассейна в высокой степени эндемична и, что этот бассейн несомненно являлся одним из важных центров развития и расселения ордовикской фауны и флоры.

Состав фауны и степень ее эндемичности на рассматриваемой площади были далеко не везде одинаковыми. Уже давно известно, что фауна Прибалтики («востока») значительно отличается от фауны Скандинавии («запада»), особенно если иметь в виду фауну таких районов последней, как районы Осло и Емтланд. В отношении грабена Осло в последнее время уже определенно стали говорить о сосуществовании фаун балтийского и англо-американского облика (Störmer, 1953; Spjeldnaes, 1957а) и т. д.

Новые материалы теперь уже не только подтверждают существование в пределах данного бассейна двух основных фаун (скандинавской — на западе и прибалтийской — на востоке), но и позволяют довольно точно наметить границу ареалов этих фаун и объяснить причины их существования. Оказывается, что граница распространения указанных фаун совпадает с границей между двумя основными фациально-палеогеографическими регионами бассейна (см. рис. 2) и непосредственно почти не зависит от распределения тех или других конкретных литофаций, которое в течение ордовика неоднократно изменялось. Наряду с этим рассматриваемая граница не может быть обусловлена климатом,

как это допускали некоторые исследователи (Öpik, 1930a, стр. 16). Она определялась, видимо, сложным комплексом местных, но географически исключительно устойчивых лито- и биофациальных условий. Если рассматриваемая граница совпадала с относительно резкими фациальными различиями (например, на территории Южной Эстонии в ласнамягиское, ракверескоe, вормсиское, нийбиское и поркуниское времена), она была фаунистически очень резкой и нередко служила границей между ареалами различных родов, и наоборот, если она не совпадала со сколько-нибудь значительными фациальными особенностями, то была фаунистически менее резкой (различия видового состава), а по площади несколько расплывчатой.

Анализ видового и родового состава прибалтийской и скандинавской фаун показывает, что первая характеризуется крайне высокой степенью эндемичности и отсутствием большинства тех англо-американских элементов, которые в составе скандинавской фауны играют существенную роль. Сама скандинавская фауна, однако, представляет собой в основном смесь англо-американской (и отчасти также богемской) и прибалтийской фаун и содержит лишь незначительное количество достоверных собственно скандинавских элементов.

Так, такие характерные для Прибалтийского региона роды, как *Chasmops*, *Estoniops*, *Pseudobasilicus*, *Nieszkowskia*, *Paraceraurus*, *Antigonambonites*, *Clinambon*, *Glossorthis*, *Clitambonites*, *Tallinnopsis*, *Pseudostrepula*, *Disulcina*, *Brevibolbina*, *Hemicosmites*, *Hoplocrinus*, *Cyathocystis*, *Bothriocidaris* и множество других, в Скандинавском регионе или вообще отсутствуют, или же представлены лишь единичными видами. При этом распространение вне Прибалтийского региона ряда характерных прибалтийских родов, как *Chasmops*, *Estoniops*, *Nieszkowskia* и др., зачастую не ограничивается Скандинавским регионом, а охватывает и другие области запада, в первую очередь Англию.

В составе скандинавской фауны существенную роль играют характерные английские или же космополитные роды, такие, как *Ogygiocaris*, *Telephina*, *Brongntartella*, *Dalmanitina*, *Triarthus*, различные роды агностид, тринуклеид и т. д., которые в Прибалтийском регионе полностью отсутствуют. Из хороших эндемиков Скандинавского региона можно указать лишь на *Ogmasaphus*, *Haploshpaeronis*, *Sphaeronites*.

Такова основная разница между прибалтийской и скандинавской фаунами. Разница эта вызвана тем, что скандинавская часть бассейна имела, во-первых, характерные для западных морей фации, которые на востоке отсутствовали (например, глинистые и граптолитовые фации), во-вторых, свободное сообщение с западными и северо-западными морскими бассейнами.

Очень существенно, что фауна Прибалтийского региона, по имеющимся данным, не содержит таких «чужих» элементов, которые не были бы распространены в Скандинавском регионе. Это позволяет сделать очень важный для палеогеографии вывод о том, что прибалтийская часть рассматриваемого бассейна имела свободное сообщение с другими морскими бассейнами только лишь через Скандинавский регион, и что, следовательно, Прибалтийское море представляло собой заливообразный водоем, который на востоке был с трех сторон окружен сушей (см. рис. 1).

Правда, некоторые исследователи (Алихова, рукопись 1959 г., 1960a; Хабаков, 1964) допускают, что в раннем ордовике и начале среднего ордовика рассматриваемый водоем имел временное сообщение с Уральским геосинклинальным морем, доказательством чего считают сходство фауны нижнего и нижней части среднего ордовика Прибалтики, Вай-

гача, Южного Урала, Казахстана. В литературе действительно сообщается о находках *Protopliomerops primigenus* (Ang.), *Nileus armadillo* Dalm., *Asaphus* (*Neoasaphus*) cf. *platyurus* Ang., *Chasmops* cf. *praecurrens* (Schm.), *Christiania oblonga* Pand., *Paurorthis parva* Pand., *Hemicosmites* aff. *extraneus* Eichw., *Chasmops* cf. *eichwaldi* Schm., *Megalaspis* cf. *centaurus* Dalm., *Oxoplecia dorsata* His. и др. с севера Уральской геосинклинали (Бондарев, 1960), *Cheirocrinus*, *Solenopora spongioides* Dyb. с западного склона Приполярного Урала (Маркин, 1960), *Pterygometopus* cf. *panderi* Schm., *P. nieszkowskii* Schm., *Asaphus* cf. *ludibundus* Törnq., *Triplesia insularis* Eichw., *Leptelloidea leptelloides* Bekker, *Vellamo verneuili* Eichw., *Orthis calligramma* Dalm., *Cybele kutorgae* Schm., *C. rex* (Nieszk.) и др. с западного склона Среднего Урала (Иванов и Мягкова, 1950, 1955). Однако эти определения в большинстве своем предварительные, и их, прежде чем использовать в качестве основы палеогеографических построений, необходимо тщательно проверить. Кроме того, если часть названных форм и окажется идентичной с балтийскими видами, они, как показатели однонаправленной связи между фаунами, еще не говорят о непосредственных связях, существовавших между прибалтийскими и восточными морями. Эти элементы балтийской фауны могли попасть в указанные далекие моря через Скандинавский регион как северным, так и южным путем.

Итак, поскольку в Прибалтийском регионе не обнаружены такие элементы фауны, которые могли сюда проникнуть непосредственно из восточных морей, имеется полное основание рассматривать Прибалтийский бассейн как полузамкнутое море, сообщавшееся с другими морскими бассейнами только лишь через западные моря (Соколов и Александрова, 1952; Мянниль, Рыымусокс, Соколов и др., 1961).

Прибалтийский залив должен был иметь крупные размеры — в противном случае было бы очень трудно объяснить видовое богатство и крайне высокую степень эндемичности обитавшей здесь в течение всего ордовика фауны. Для эволюционного развития хотя бы таких таксонов со значительным вертикальным распространением, как роды *Asaphus* (B_{II}—D_{III}), *Illaenus* (B_{II}—F_I), *Hemicosmites* (B_{III}—F_{II}), *Hoplocrinus* (C_Ia—D_{III}), *Chasmops* (C_Ia—F_Ic), *Clitambonites* (B_{III}—D_I), требовалось, видимо, не только определенное разнообразие фациальной обстановки, но и ее изменчивость во времени, а также в пространстве.

Без наличия какого-то «запасного» пространства нельзя также объяснить некоторое противоречие между эндемичным характером фауны прибалтийской части бассейна и прерывистостью, а также относительной редкостью эволюционных рядов организмов в последовательном разрезе Северной Прибалтики. На это обратили недавно внимание Р. Мянниль, А. Рыымусокс и Л. Сарв (1966), которые пришли к заключению, что последовательное появление в разрезе новых видов фауны обусловлено в основном не местной ее эволюцией, а перемещениями. Было также указано, что непосредственно эволюционные ряды видов фауны прослеживаются в ордовике Прибалтики очень редко: у мшанок они охватывают, видимо, около 5%, а у остракод — около 10% всех известных форм (рис. 40). Это обстоятельство становится понятным, если допустить, что Северная Прибалтика, как наилучше изученная часть Эстонской фациальной зоны, представляет собой лишь небольшую часть площади бывшего Прибалтийского залива. Поэтому мы допускаем, что рассматриваемый залив, отложения которого на востоке были впоследствии размыты на больших пространствах, представлял собой довольно обширный водоём с разнообразным набором фаций, который служил как бы «котлом» эволюционного развития богатой эндемичной

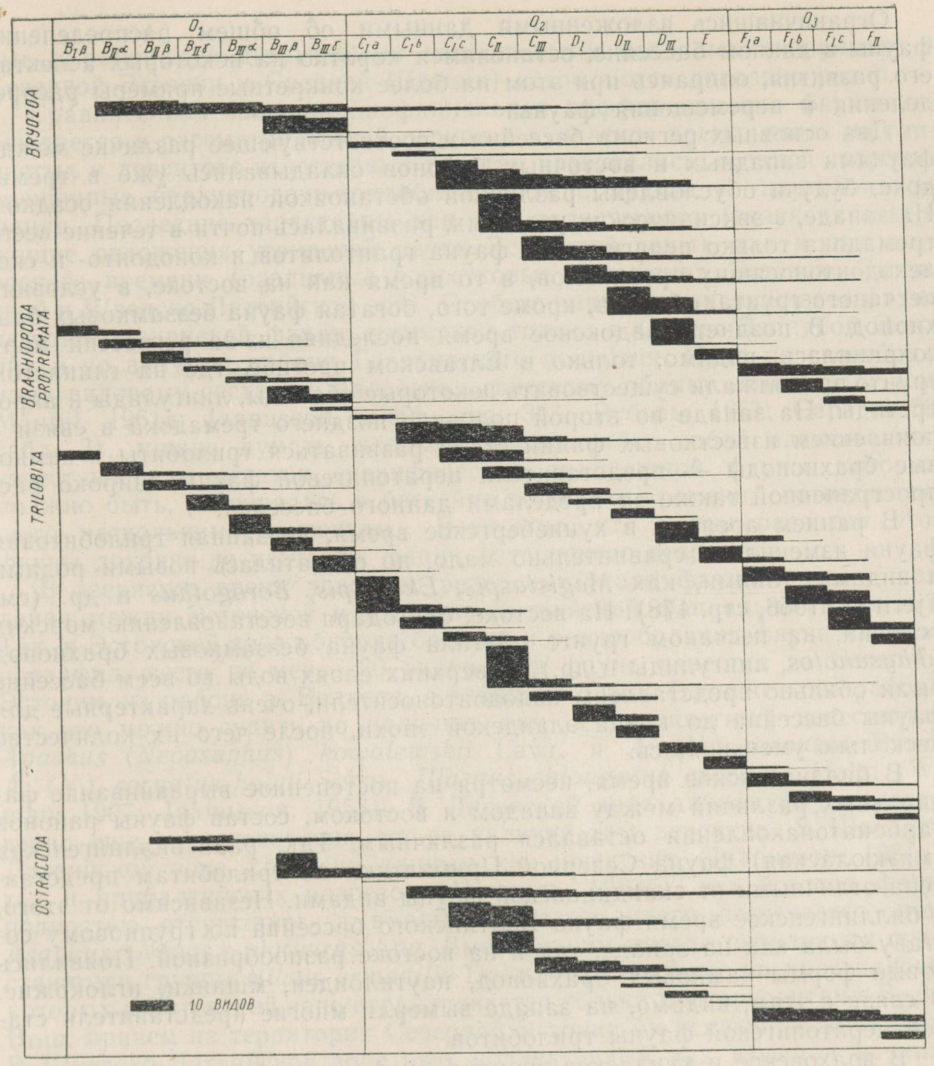


Рис. 40. Схема появления и исчезновения эволюционных рядов мшанок, замковых брахиопод, трилобитов и остракод в ордовике Северной Прибалтики (по Мяннилю, Рыымусоксу и Сарву, 1966).

фауны, имевших связь с фаунами других морских бассейнов только через пролив, отделявший Финскую сушу от Белорусской.

Отложения этого пролива (т. е. устьевой части Прибалтийского залива), в отличие от других районов Балтийского бассейна, почти целиком сохранились. Если наши представления о палеогеографии Прибалтийского залива в принципе правильны, то можно путем изучения фауны отложений данного пролива проследить на протяжении почти всего ордовикского периода развитие взаимосвязей между фаунами данного залива, как одного из центров эволюционного развития древней фауны, и других морей. Результаты соответствующих исследований и их анализа, видимо, могут оказаться весьма ценными для понимания сложного процесса развития морских фаун в древнем палеозое, а также эволюционного развития древних морских организмов.

Ограничившись изложенными данными об общем распределении фауны в данном бассейне, остановимся коротко на некоторых аспектах его развития, опираясь при этом на более конкретные примеры распределения и перемещения фауны.

Два основных региона бассейна и соответствующее различие между фаунами западных и восточных районов складывались уже в тремадоке, будучи обусловлены различной обстановкой накопления осадков. На западе, в эвксинических условиях, развивалась почти в течение всего тремадока только пелагическая фауна граптолитов и конодонто- и склекодонтоносящих организмов, в то время как на востоке, в условиях песчаного грунта, обитала, кроме того, богатая фауна беззамковых брахиопод. В позднетремадокское время последняя из-за регрессии моря сохранилась, видимо, только в Елгавском прогибе, где на глинистом грунте продолжали существовать некоторые оболиды, лингулиды и акротретиды. На западе во второй половине позднего тремадока в связи с появлением известковых фаций стали развиваться трилобиты и замковые брахиоподы — представители цератопигевой фауны, широко распространенной также за пределами данного бассейна.

В раннем арениге, в хуннебергское время, указанная трилобитовая фауна изменилась сравнительно мало, но обогатилась новыми родами и видами, такими, как *Megistaspis*, *Ekeraspis*, *Borogothus* и др. (см. Tjernvik, 1956, стр. 178). На востоке, благодаря восстановлению морских условий, на песчаном грунте обитала фауна беззамковых брахиопод (*Thysanotos*, лингулиды и др.). В верхних слоях воды во всем бассейне были обильно представлены конодонтоносители, очень характерные для фауны бассейна до конца эландской эпохи, после чего их количество несколько уменьшилось.

В биллингенское время, несмотря на постепенное выравнивание фациальных различий между западом и востоком, состав фауны районов карбонатонакопления оставался различным. Так, раннебиллингенская (мяэкюлаская) фауна Северной Прибалтики по трилобитам представлена отличными от скандинавской фауны видами. Независимо от этого, в биллингенское время фауна Балтийского бассейна по групповому составу была как на западе, так и на востоке разнообразной. Появились новые формы замковых брахиопод, наутилоидеи, мшанки, иглокожие. В связи с этим, видимо, на западе вымерли многие представители старой цератопигевой фауны трилобитов.

В волховское и кундаское времена биофациальные условия в основной части территории бассейна достигли максимального единства. Этим объясняется широкое площадное распространение отдельных видов трилобитов (*Megistaspis limbata* (Boeck), *Asaphus* (*Asaphus*) *lepidurus* (Nieszk.), *A.* (*A.*) *expansus* (Linn.), *A.* (*A.*) *raniceps* (Dalm.) и др.), а также представителей других групп, например *Volchovia*, *Paurorthis parva* (Pand.), *Apomatella ingrica* (Pahl), *Antigonambonites planus* (Pand.), *Protallinnella grewingki* (Bock).

Однако и это биофациальное единство носило лишь относительный характер, так как фауна отдельных фаций по-прежнему была хорошо дифференцирована. Так, если в калькаренитах Эстонской зоны наряду с трилобитами были богато представлены брахиоподы, различные иглокожие, мшанки и другие группы, то на красноцветных илистых грунтах Шведско-Латвийской зоны обитали практически одни лишь трилобиты. На терригенных илах (Елгавский прогиб) или на терригенно-известковых илах с большим содержанием глинистого материала (район р. Волхов) преобладающую роль играли представители Ptychopyginae, кото-

рые в районах с детритовыми известковыми осадками (например, в Северной Эстонии и Средней Швеции) встречаются довольно редко.

Сравнительно большая биофациальная дифференциация фауны наблюдается в рассматриваемый период в кундаское время, когда на глинистых и детритово-известковых грунтах развивались, с одной стороны, смешанные брахиоподово-трилобитовые, а с другой — наутилоидные фации. Последние характерны как для валастеского (глауконитсодержащие отложения утриаской пачки Эстонской зоны), так и для алуояского времени (различные известковые отложения Эстонско-Литовской и Шведско-Латвийской зон). Особого внимания заслуживает фауна песчаной пакриской фации, известной только в Северо-Западной Эстонии и по валунам района Готландского поднятия. Судя по своеобразному видовому составу и палеоэкологическому облику этой фауны (см. Männil, 1961a; Jaanusson, 1960b, стр. 344; Рубель, 1961; Сарв, 1959, табл. 3), можно думать, что она представляет собой единственный известный нам остаток специфической прибрежной фауны, которая, должно быть, развивалась в бассейне в течение времени, соответствующего нескольким горизонтам. Возможно, что корни развития этой фауны доходят до песчаных фаций латорпского возраста.

В азериское время довольно резко выступали фаунистические различия между Эстонской и Шведско-Латвийской фациальными зонами. Так, в Эстонской зоне обитала богатая и разнообразная фауна илленид и азафид, всего не менее 20 видов. Эта фауна известна из Северной Эстонии, из района р. Волхова, а также из Южно-Ботнического района, как это можно судить по наличию там в сероцветных известняках *Apashus* (*Neoasaphus*) *kowalewskii* Lawr. и *A.* (*N.*) *cornutus* Pand., *A.* (*N.*) *cornutus holmi* Schm., *Illaenus oblongatus excellens* Holm (Wiman, 1907; Jaanusson, 1953). В Литовской зоне данная фауна достоверно еще не установлена, но ее наличие там вероятно. В Шведско-Латвийской зоне, согласно данным как шведских (Jaanusson, 1960a), так и прибалтийских разрезов (Мянниль, 1963б), эта богатая фауна полностью отсутствует, а вместо нее здесь часто встречается лишь *Asaphus* (*Neoas.*) *platyurus* Ang. Вместе с ним иногда попадаются представители группы *Nileus armadillo* Dalm., вертикальное распространение которых в Эстонской зоне ограничивается только подгоризонтами $B_{II}\beta$—$B_{III}\alpha$, причем на территории Северной Эстонии он исключительно редок. В Шведско-Латвийской зоне этот коллективный вид известен начиная с хундерумского подгоризонта ($B_{III}\alpha$) (Tjernvik, 1956, стр. 208), но его предшественники встречаются уже в нижележащих слоях, включая цератопигевый известняк. Кроме кундаского и азериского горизонтов, *Nileus* ex gr. *armadillo* особенно част в Шведско-Латвийской зоне, в ласнамягиском и ухакуском горизонтах, и изредка встречается также еще в кукрузеском (скв. Адзе). В том же горизонте он встречен и в Вестерйётланде (Jaanusson, 1964). И в Норвегии данный род распространяется от цератопигевого горизонта до кукрузеского (Brögger, 1882; Störmer, 1953). На примере *Nileus* мы имеем, таким образом, дело с родом, который пользуется в Скандинавском регионе довольно широким вертикальным распространением (A_{III}—C_{II}), но проник в Прибалтийский регион только один раз и просуществовал здесь сравнительно недолго.

В ласнамягиско-ухакуское время (C_1b—C_1c), как и в предыдущее, различия между фаунами основных регионов бассейна в значительной степени контролировались различным характером субстрата (на западе глинистые, на востоке детритово-известковые грунты). В первой (ласнамягиской) половине данного времени фауна как на востоке, так и на

западе была в общем довольно редкой, но во второй половине (в ухакуское время) стала значительно богаче и характеризовалась на востоке обильным развитием брахиопод, трилобитов, наутилоидей, мшанок и иглокожих. На западе большинство этих групп было представлено очень слабо, и основную роль в бентосной фауне там играли лишь трилобиты, остракоды и в меньшей мере брахиоподы. При этом трилобитовая фауна была на западе, особенно во второй половине ласнамягиского времени, как в таксономическом, так и в количественном отношении более богатой, чем на востоке. В отличие от востока, здесь на детритово-известковых грунтах были даже представлены такие роды, как *Plectasaphus*, *Pseudomegalaspis*, *Nileus* (обильно), *Remopleurides* (обильно), *Lonchodomas*, *Ampyx*, *Ogygiocaris*, *Telephina*, в то время как на востоке специфические, не встречающиеся на западе роды, за исключением *Xenasaphus*, отсутствовали. Эти различия, таким образом, уже не были обусловлены литофациальными условиями и говорят об относительно независимом развитии трилобитовой фауны в Шведско-Латвийской и Эстонско-Литовской зонах.

В отношении общего богатства трилобитовой фауны наблюдается обратное явление по сравнению с азериским временем, с той лишь существенной разницей, что в азериское время на востоке был богат видовой, а в ласнамягиское время на западе — родовой состав фауны.

Интересно отметить, что в ласнамягиское время существовали крайне неблагоприятные условия для обитания иглокожих (в частности цистоидей) не только в Эстонской зоне (Orviku, 1927b), но и в Шведско-Латвийской, где они также практически отсутствуют. Это определенно показывает, что распространение иглокожих в данном случае не зависело от глубины водоема, а было связано с какими-то другими условиями, возможно с солевым режимом.

В ухакуское время, видимо, условия существования фауны в общем улучшились, что привело как на западе, так и на востоке к обогащению видового и родового состава всех основных групп фауны, за исключением моллюсков, удельный вес которых (в первую очередь наутилоидей и хиолитид) довольно резко упал. Такая тенденция к обогащению фауны продолжалась и в последующее, кукрузеское время, хотя в начале последнего фауна была менее обильной.

В составе бентосной фауны ухакуского времени на детритово-известковых грунтах существенную роль после довольно большого промежутка времени стали играть замковые брахиоподы, в частности ортиды. Наряду с ними важное место занимали цистоидеи, особенно *Echinosphaerites*, *Heliocrinites* и *Sphaeronites*. Интересно отметить, что *Heliocrinites* был в Эстонской и Шведско-Латвийской зонах, несмотря на одинаковый грунт, представлен четко различными видами: в первой зоне — видами *H. balticus* и *H. araneus*, во второй — видами группы *H. granatum*. Представители рода *Sphaeronites* в ухакуских отложениях Шведско-Латвийской зоны пока не найдены; возможно, что они там вообще отсутствуют. На тонких известковых грунтах последней зоны иглокожие были, по имеющимся данным, представлены лишь родами *Eolboporites* и *Cryptocrinites*.

В кукрузеское время ордовикская бентосная фауна в Эстонско-Литовской и Шведско-Латвийской зонах достигла своего максимального развития. В Эстонской зоне в это время в результате максимального появления новых видов, почти вдвое превышающих число видов, появившихся во время формирования других отдельно взятых горизонтов, общее количество одних только трилобитов, замковых брахиопод, мшанок и остракод достигало 225 против 100—150 в других горизонтах

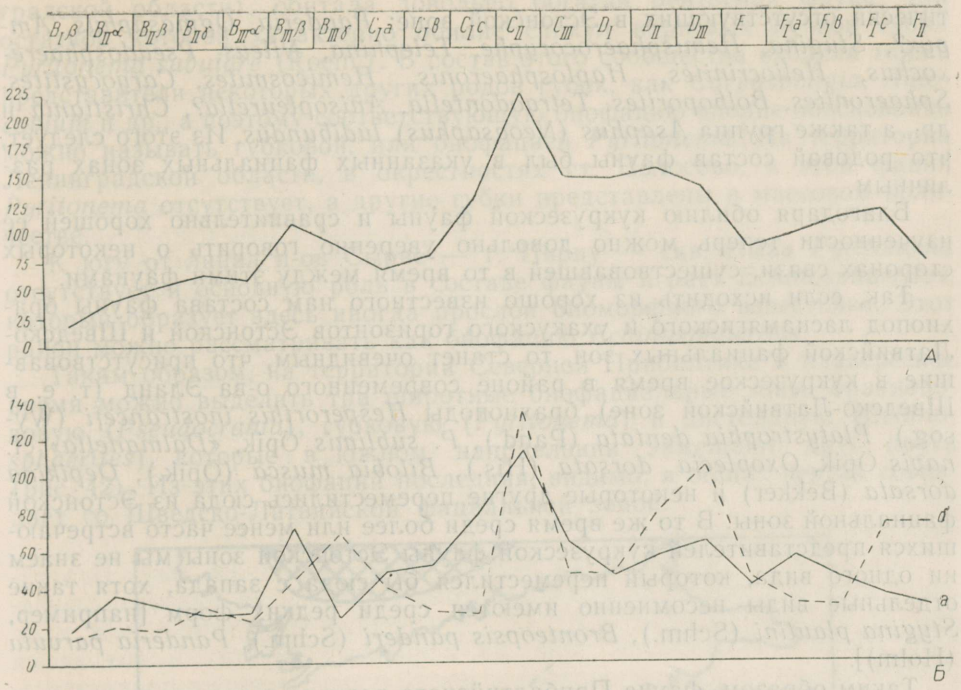


Рис. 41. Статистические данные о количестве, появлении и исчезновении мшанок, замковых брахиопод, трилобитов и остракод в ордовике Северной Прибалтики (по Мяннилю, Рыымусоксу и Сарву, 1966).

А — общее количество видов по горизонтам; *Б* — общее количество появившихся (*а*) и исчезнувших (*б*) видов и их эволюционных рядов.

(рис. 41). Вообще из кукрузеского горизонта Северной Эстонии в настоящее время известно около 360 видов и подвидов фауны и флоры (Рыымусокс, 1957).

Обильное развитие бентосной фауны в кукрузеском море Северной Эстонии иногда связывают с исключительно благоприятными условиями питания, обусловленными наличием органогенного кукерситового ила. Однако в первой стадии образования кукерситовых прослоев (во время образования эрраской пачки) бентосная фауна рассматриваемого района была очень редкой (значительно более редкой, чем в предыдущее, ухакуское время, когда кукерситовый ил практически еще не накоплялся), а во время максимального накопления кукерсита она была весьма обильной и за пределами района кукерситообразования. По-видимому, максимальное развитие бентосной фауны в кукрузеское время было обусловлено какими-то другими, более общими причинами. В связи с этим интересно отметить, что в Ослоской зоне в данное время фауна была редкой.

Несмотря на общее обилие кукрузеской фауны и на ее сходство в Эстонско-Литовской и Шведско-Латвийской зонах, она и в данное время сохранила свои специфические черты. Так, в Шведско-Латвийской зоне отсутствуют представители родов *Clitambonites*, *Cyrtonotella*, *Pseudocrania*, *Achatella*, *Porambonites*, *Pseudobasilicus* и др., а такие важные в Эстонской зоне роды, как *Sowerbyella*, *Estoniops*, *Nieszkowskia*, *Paraceraurus*, представлены очень слабо. С другой стороны, в Шведско-Латвийской зоне существенную роль играет целый комплекс родов, прак-

тически отсутствующих в Эстонской зоне: *Panderia*, *Ogmasaphus*, *Ampyx?*, *Stugina*, *Hemisphaerocoryphe*, *Telephina*, *Nileus*, *Pseudosphaerexochus*, *Heliocrinites*, *Haplosphaeronis*, *Hemicosmites*, *Caryocystites*, *Sphaeronites*, *Bolboporites*, *Tetraodontella*, *Anisopleurella?*, *Christiania* и др., а также группа *Asaphus* (*Neoasaphus*) *ludibundus*. Из этого следует, что родовой состав фауны был в указанных фациальных зонах различным.

Благодаря обилию кукрузеской фауны и сравнительно хорошей ее изученности теперь можно довольно уверенно говорить о некоторых сторонах связи, существовавшей в то время между этими фаунами.

Так, если исходить из хорошо известного нам состава фауны брахиопод ласнамягиского и ухакуского горизонтов Эстонской и Шведско-Латвийской фациальных зон, то станет очевидным, что присутствовавшие в кукрузеское время в районе современного о-ва Эланд (т. е. в Шведско-Латвийской зоне) брахиоподы *Hesperorthis inostrancefi* (Wysog.), *Platystrophia dentata* (Pand.), *P. sublimis* Öpik, *«Dalmanella»* cf. *navis* Öpik, *Oxoplecia dorsata* (His.), *Bilobia musca* (Öpik.), *Oepikina dorsata* (Bekker) и некоторые другие переместились сюда из Эстонской фациальной зоны. В то же время среди более или менее часто встречающихся представителей кукрузеской фауны Эстонской зоны мы не знаем ни одного вида, который переместился бы сюда с запада, хотя такие отдельные виды несомненно имеются среди редких форм [например, *Stygina plautini* (Schm.), *Bronteopsis panderi* (Schm.), *Panderia parvula* (Holm)].

Таким образом, фауна Прибалтийского региона в кукрузеское время по-прежнему оставалась эндемичной и служила источником обогащения фауны Скандинавского региона, в частности его восточной, известковой Шведско-Латвийской зоны.

В начале идавереского времени в Эстонской зоне и, по-видимому, вообще в Прибалтийском регионе бассейна началось существенное обновление фауны, приведшее к относительно быстрому вымиранию многочисленных старых таксономических единиц и к появлению новых. Это обновление в Эстонской зоне проходило вначале очень быстро, а затем (в йыхвиское время) значительно замедлилось. В Шведско-Латвийской зоне и, возможно, также в Ослоской оно стало заметным, однако, только в начале йыхвиского времени (см. ниже).

В Эстонской зоне на границе между кукрузеским и идавереским горизонтами исчезли роды *Leptestia*, *Leptelloidea*, *Laccochilina?*, *Steusloffia*, *Lennukella*, *Oecematobolbina*, *Oepikium*, *Primitiella* и др., а также большой комплекс характерных для нижележащих слоев видов, таких, как *Clitambonites squamatus* (Pahl.), *Vellamo simplex* (Öpik), *Illaenus schmidti* Nieszk. и др., и появился новый комплекс видов, в состав которого входят *Pseudocrania depressa* (Eichw.), *Platystrophia lynx lynx* (Eichw.), *Mastopora concava* Eichw., *Illaenus jevensis* Holm, *Asaphus* (*Neoasaphus*) cf. *ludibundus* Törnq. и др., а также целая группа новых представителей рода *Chasmops*.

Как видно из изложенного в предыдущей главе материала, осадки в идавереское время были во всех трех основных фациальных зонах Прибалтики сравнительно сходными (см. рис. 62). Несмотря на это, в северной части Прибалтики отмечается довольно четкая дифференциация фауны по площади. На крайнем северо-западе территории Эстонии фауна была относительно редка и по составу, видимо, близка к фауне следующего, йыхвиского времени. На преобладающей части Северной и Средней Эстонии, а также в районах, примыкающих к ней с запада (включая район островов Готланд, Готска Сандё и, возможно, также

Южно-Ботнический район) и с востока (часть западных районов Ленинградской области), обитала довольно богатая бентосная фауна, для остатков которой характерно обилие спикул корневых пучков губки *Pyritonema subulare* (Roem.). В состав этого сообщества входили также представители некоторых других родов губок, как *Carpospongia*, *Aulocopium* и др., а поэтому соответствующую биофацию вполне обоснованно можно называть губковой, или биофацией *Pyritonema*. На территории Ленинградской области, в окрестностях ст. Волосово, в этой фации *Pyritonema* отсутствует, а другие губки представлены в массовом количестве.

К югу от линии п-ов Сырве — г. Пярну — скв. Ныва *Pyritonema* отсутствует и основную роль в составе фауны играет *Echinosphaerites*, который образует здесь иногда прослои биоморфного известняка. Этот район можно рассматривать как биофацию *Echinosphaerites*.

Таким образом, на территории Северной Прибалтики в идавереское время можно выделить три широтные биофациальные зоны: брахиоподовую (*Pseudocrania*), губковую (*Pyritonema*) и цистоидную (*Echinosphaerites*), которые в южном направлении замещают друг друга (рис. 42). Из этих биофаций последняя, видимо, в общих чертах совпадает со Шведско-Латвийской фациальной зоной.

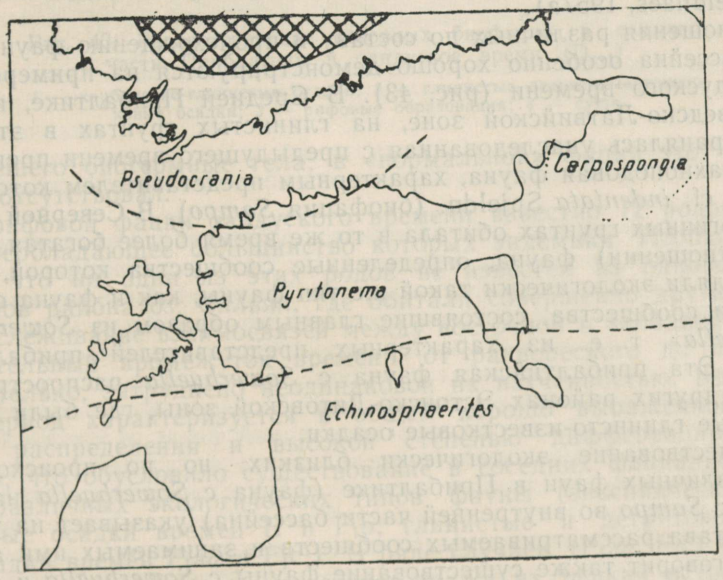


Рис. 42. Распространение основных биофаций в северной части Прибалтики во второй половине идавереского времени ($C_{III}\beta$).

В начале йыхвиского времени на территории Юго-Восточной Эстонии (Шведско-Латвийская фациальная зона) появилась своеобразная новая фауна остракод, в основной своей части впервые описанная по эрратическим валунам. Ввиду плохой изученности йыхвиских и кейласких отложений за пределами Эстонской фациальной зоны вертикальное и горизонтальное распространенние этой фауны пока еще не выяснено. Известно, однако, что она на юго-востоке Эстонии исчезает в первой половине кейлаского времени и примерно в это же время широко распространяется на территории Средней Швеции. Дальнейшие исследования должны выявить центр происхождения и размещения этой остракo-

довой фауны, а также ее связи с макроформами той же бентосной фауны.

В общем же фауна йыхвиского времени, так же как идавереского и кейлаского, на площади всего бассейна еще очень плохо изучена, что сильно препятствует проведению сравнительного анализа этих хорошо изученных фаун Северной Прибалтики, не говоря уже о рассмотрении вопросов их взаимосвязей с фаунами других районов.

На основании данных, относящихся к территории Эстонии, можно полагать, что известные нам по выходам и буровым скважинам типовые фауны йыхвиского и кейлаского горизонтов в Шведско-Латвийской зоне замещены фауной другого характера. Что касается фауны кейлаского возраста последней зоны, то, по данным буровых скважин Каагвере, Отепя и Карула, она характеризовалась присутствием *Asaphus* (*Neoasaphus*) cf. *ludibundus* Törnq. и господством (особенно на более глинистых грунтах) таких родов, как *Sampo*, *Skenidioides* и *«Dalmanella»* (мелкие формы). Это, видимо, элементы англо-американского происхождения, которые проникли в Балтийский бассейн непосредственно после максимальной фазы вулканической деятельности, видимо, через Каледонскую геосинклиналь. Такими новыми элементами фауна была особенно сильно обогащена в некоторых районах Ослоской зоны (см. Spjeldnaes, 1957a).

Соотношения различных по составу и происхождению фаун Балтийского бассейна особенно хорошо демонстрируются на примере биофации оандуского времени (рис. 43). В Средней Прибалтике, как и во всей Шведско-Латвийской зоне, на глинистых грунтах в это время распространялась унаследованная с предыдущего времени преимущественно брахиоподовая фауна, характерным представителем которой был *Sampo* ? cf. *indentata* Spjeldn. (биофация *Sampo*). В Северной Эстонии на аналогичных грунтах обитала в то же время более богатая (в групповом отношении) фауна, определенные сообщества которой, однако, представляли экологически такой же тип фауны, как и фауна с *Sampo*. Это были сообщества, состоявшие главным образом из *Sowerbyella* и *«Dalmanella»*, т. е. из характерных представителей прибалтийской фауны. Эта прибалтийская фауна с *Sowerbyella* распространялась также в других районах Эстонско-Литовской зоны, где были развиты детритовые глинисто-известковые осадки.

Сосуществование экологически близких, но по происхождению резко различных фаун в Прибалтике (фауна с *Sowerbyella* на севере и фауна с *Sampo* во внутренней части бассейна) указывает на устойчивость состава рассматриваемых сообществ и занимаемых ими ареалов. Об этом говорит также существование фауны с *Sowerbyella* и *«Dalmanella»* в следующее, раквереское время на широких площадях Северной Прибалтики, тогда как на крайнем северо-западе Эстонии (где в оандуское время распространялась рифовая фация; см. ниже) в составе ракверескои фауны *Sowerbyella* и *«Dalmanella»* практически отсутствуют.

Весьма любопытно, что глинистые фации с *Sampo* и с *Sowerbyella* на территории Эстонии друг с другом непосредственно не соприкасались, а были отделены узким субширотным барьером в виде полосы нулевой седиментации.

На северо-западной окраине Эстонии в оандуское время продолжали развиваться биогермы с фауной, резко отличной от фауны биофации *Sowerbyella*. Здесь в составе фауны наряду с мшанками существенную роль играли иглокожие (в частности, эндимичный род *Hemicosmites*) и отчасти табуляты. *Hemicosmites* встречался в массовом количестве и служил, вероятно, основным источником грубого детрита,

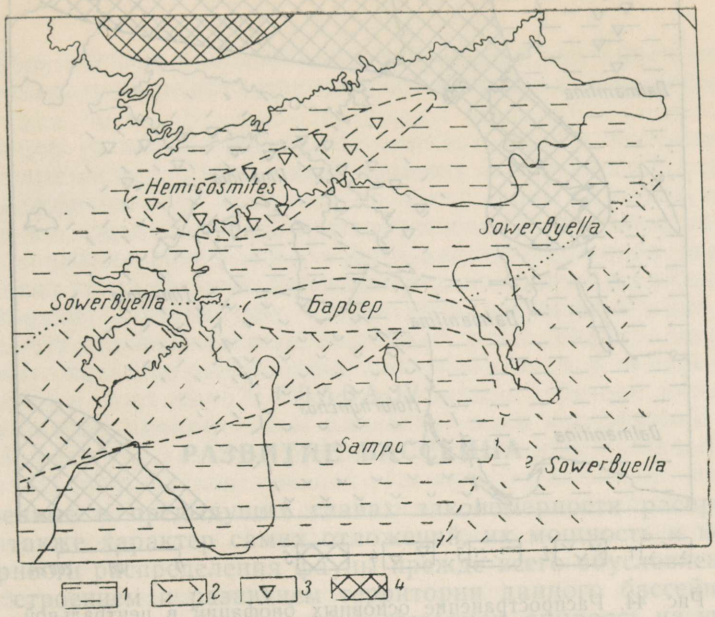


Рис. 43. Распространение основных биофаций в северной части Прибалтики в оандуское время (D_{III}).

1 — карбонатно-глинистые осадки; *2* — глинистые детритовые известковые осадки; *3* — рифовые образования; *4* — суша.

окружавшего биогермные тела; в «нормальной» фации этот род полностью отсутствовал.

Из рифовой фации оандуского времени известно 12 родов иглокожих, преобладающее большинство которых эндемики. Необходимо отметить, что ни один из этих родов не известен из одновозрастных биогермов района оз. Сильян, где обитали совершенно другие формы.

Прослеживание взаимосвязей между восточной и западной фаунами за длительный промежуток времени, от раквереского до пиргуского включительно, затруднено неодинаковой их изученностью. Кроме того, этот период характеризуется в общем хорошо выраженной зональностью распределения и высокой степенью дифференцированности осадков, что обусловило существование в соседних фациальных зонах резко различных экологических типов фауны (эвксинические и известковые осадки времен E и F_1b; глинистые и детритово-известковые осадки времен $F_1a\alpha$ и F_1c^1). В ряде случаев ($F_1a\alpha$, F_1c) более подробному анализу фаун препятствует также их редкая встречаемость.

Характерной чертой данного периода является развитие водорослевых биофаций, приуроченных в основном к Эстонской зоне и представленных массовым скоплением остатков, с одной стороны, сферических сифониковых водорослей родов *Cyclocrinites* и *Coelosphaeridium*, а также ветвистых (*Vermiporella*) (ракверескоe время) и, с другой — дазикладаций *Dasyporella*, *Palaeoporella* и др. (пиргуское время). В ряде случаев массовое скопление остатков водорослей приурочено к рифовым образованиям (биогермы пиргуского возраста в районе оз. Сильян и Выхма; биогермы поркуниского возраста в Северной Эстонии).

Основное обновление фауны в рассматриваемый период происходило на границе ракверескoго и набалаского времен; оно охватывало фауны всех регионов бассейна. Фаунистические изменения, связанные с этим обновлением, подробно рассматривались в стратиграфической части данной работы.

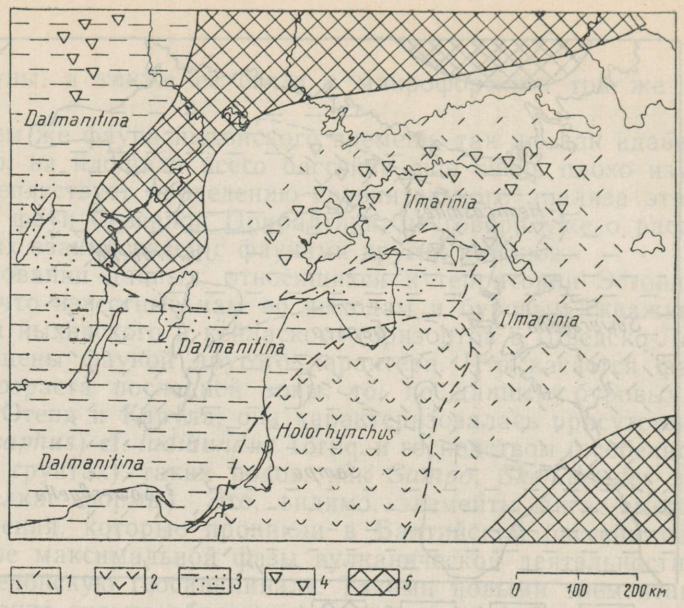


Рис. 44. Распространение основных биофаций в центральной части Балтийского бассейна в поркуниское время (F_{II}).

1 — детритовые известковые осадки; *2* — тонкие известковые илы; *3* — карбонатно-глинистые осадки с примесью алевритового и песчаного терригенного материала; *4* — рифовые образования; *5* — суша.

Поркуниское время, как завершающий этап развития ордовикского Балтийского бассейна, представляет большой интерес и в отношении развития фауны.

В поркуниское время в Прибалтике распространялись три литологически различные фации, площади которых были заселены разными фаунами (рис. 44). На севере располагалась рифовая фация с прибалтийской фауной, характерным представителем которой была *Ilmarinia ponderosa* Öpik — последний представитель эндемичного рода, появившегося еще в конце вируской эпохи. Эта рифовая фауна была изолирована от рифовой фауны района оз. Сильян Готландским полуостровом и практически не содержала общих с последней форм. В Средней и Южной Прибалтике значительная площадь была занята иловыми известковыми осадками, из фауны которой пока установлена только одна форма — *Holorhynchus* cf. *giganteus* Kiaer. Представители этого рода в других районах и отложениях Прибалтики отсутствуют, но они характерны для Норвегии и отчасти для Средней Швеции (рифовые известняки Буда). Соответствующую фауну можно назвать фауной *Holorhynchus*; она типично западного происхождения. Наконец, в Средней Прибалтике между указанными двумя основными фациями имеется третья, представляющая собой «язык» очень широко распространенной на западе фации с *Dalmanitina* и сопутствующей ей фауной. Далманитиновая фауна, в весьма типичном виде представленная еще в разрезах Северо-Западной Латвии, не имеет, как известно, ни одного общего вида с поркуниской фауной Северной Эстонии. Эти фаунистические различия между рифовой и «нормальной» фациями значительно более резкие, чем они были в пределах Северной Эстонии в аналогичных условиях оандуского времени. Это обусловлено тем, что в данном случае фауны парагенетических фаций имеют разное происхождение: рифовая фауна — прибалтийская, а фауна «нормальной фации» — западноевропейская.

ГЛАВА IV

РАЗВИТИЕ БАССЕЙНА

Выявленные в предыдущих главах закономерности распределения фаций, а также характер самих отложений, их мощность и некоторые закономерности распределения фауны прежде всего обусловлены тектоническим строением и развитием территории данного бассейна. В настоящей, заключительной главе мы попытаемся, опираясь на указанные исходные материалы, свести в одно целое данные об особенностях тектонического строения территории бассейна и его развития в ордовике и рассмотреть процесс эволюции бассейна по отдельным естественным этапам развития.

РАЗВИТИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНА

Тектонические движения кристаллического фундамента различным образом влияли на характер и ход формирования ордовикских отложений Балтийского бассейна. Это влияние выражалось в наиболее крупном масштабе в развитии общих трансгрессий и регрессий моря (региональные опускания и поднятия) и далее — в развитии фациальной зональности осадконакопления (дифференцированные движения крупных регионов), в его этапности по периодам, соответствующим отдельным горизонтам и их частям (региональные колебательные движения средней амплитуды), в циклическом строении отложений (местные мелкомасштабные колебательные движения) и, наконец, в резких изменениях мощности и характера отложений на небольших площадях или по определенным линиям (местные дифференцированные движения, движения по отдельным разломам фундамента).

Основные, наиболее существенные черты осадконакопления определялись элементами тектонической структуры первого порядка, унаследованными с кембрийского периода и отчасти сохранившимися до настоящего времени. К таким элементам относятся (в скобках указаны номера элементов по рис. 69):

1) коренная часть Балтийского щита в виде Финского выступа фундамента на севере (*1*) и его склоны,

2) Белорусский выступ фундамента на юго-востоке (*2*) и его склоны,

3) Прибалтийская впадина (*10а*) и примыкавшие к ней с юга и северо-запада пониженные районы,

4) Московская синеклиза (*9*) и

5) Ослоский прогиб (*11*) с прилегавшими к нему пониженными районами.

Из указанных основных элементов структуры территории следует

несколько подробнее остановиться на Финском выступе и Прибалтийской впадине, так как они в современном структурном плане не выделяются.

Современная южная граница Балтийского щита проводится по линии, проходящей вдоль южной границы Финляндии, через северную часть Балтийского моря, далее по западной границе выхода нижнего палезоя на побережье Швеции против о-ва Эланд, через о-в Борнхольм, п-ов Сконе, вокруг Телемарка и обратно в северо-восточном направлении вдоль Каледонской геосинклинальной зоны. В таких границах Балтийский щит охватывает практически всю Швецию и грабен Осло. Эти районы, однако, были более или менее постоянно покрыты ордовикским морем и в них шло или нормальное, или даже интенсивное (в Ослоском прогибе) осадконакопление. Кроме того, в районе современного Балтийского моря указанная выше граница Балтийского щита прямо прорезает фациальные зоны ордовикских отложений. Итак, в отношении ордовикского периода, видимо, нельзя говорить о Балтийском щите в общепринятом понимании; речь может идти только о Финском выступе, как о коренной, восточной части сформировавшегося впоследствии Балтийского щита.

Погруженная часть фундамента, расположенная между Финским и Белорусским выступами, в современном структурном плане обычно рассматривается как состоящая из двух различных частей: Польско-Литовской синеклизы (впадины) на юго-западе и Латвийского прогиба (седловины, синеклизы) на северо-востоке (Алексеев, 1947; Котлуков и Митгарц, 1955; Дикенштейн, 1953, 1958; Инданс, 1962 и др.). Эти два региона были также приняты за основу Т. Н. Алиховой (1960а) при рассмотрении стратиграфии ордовикских отложений данной области, поскольку для них характерны различные типы разрезов отложений.

Однако в ордовикском периоде район современной Польско-Литовской впадины, по меньшей мере ее основная, центральная часть, видимо, не испытывал относительного погружения, наоборот — он был областью относительного поднятия и притом, видимо, был разбит на ряд самостоятельных блоков с дифференцированным движением. Границы этих блоков, возможно, имели отчасти широтное направление (рис. 69), т. е. почти под прямым углом пересекали современную ось впадины. На территории Северной Польши и о-ва Борнхольм вблизи самого центра нынешней впадины ордовик имеет небольшую, причем резко изменчивую по площади мощность (скв. Паслэнк — 100 м, о-в Борнхольм — 23 м), а в фациальном отношении он мало чем отличается от ордовика ряда других районов Шведско-Латвийской зоны.

Отсюда следует, что применительно к ордовику нельзя говорить о Польско-Литовской впадине (синеклизе), как об особом структурно-фациальном регионе развития ордовикских отложений (см. также Суэйздис, 1964, стр. 36). Мало обосновано, видимо, также применение названия «Латвийский прогиб» для обозначения восточной части рассматриваемого региона, так как она не совпадает с территорией современного прогиба и на западе и юго-западе охватывает также часть территории Польско-Литовской синеклизы. В то же время восточную, прибалтийскую часть ордовикской Шведско-Латвийской фациальной зоны в целом целесообразно выделить в качестве самостоятельного структурно-фациального региона ордовикского времени, характеризующегося относительно полными и мощными разрезами отложений. В настоящей работе она условно названа Прибалтийской впадиной (рис. 69, *10а*).

В пределах этой впадины выделяются два прогиба северо-восточ-

ного простирания — Елгавский (*12*) на севере и Средне-Литовский (*13*) на юге. Первый из них образует осевую часть данной впадины. Западная, шведская часть Шведско-Латвийской зоны (*10б*) отличается от прибалтийской ее части (Прибалтийской впадины) меньшими мощностями отложений, что обусловлено, видимо, меньшими общими амплитудами погружения.

Наряду с перечисленными выше пятью основными структурными элементами территории бассейна в ордовике выделялся и ряд второстепенных, также имеющих, видимо, некоторое самостоятельное значение для осадконакопления. Из них следует прежде всего указать на Готландское («Средне-Балтийское») поднятие (рис. 69, *5*), являвшееся, по-видимому, юго-западным продолжением Финского выступа фундамента.

В окрестностях современного о-ва Борнхольм и скважины Лемборк выделялся особый район (рис. 69,*4*), названный здесь условно Северо-Польским. Этот район характеризуется прежде всего минимальными мощностями ордовика (25—50 м). Контуры Северо-Польского района, а также детали строения его разрезов пока еще не ясны и требуют дальнейшего изучения.

К числу второстепенных структурных элементов можно условно отнести также площадь Северной Эстонии и прилегающие к ней районы. Эта территория являлась, видимо, местами районами поднятия (рис. 69, *6*), местами — погружения (рис. 69, *17*).

Район смыкания Прибалтийской впадины и Московской синеклизы, расположенный в окрестностях Ильменского озера, представляет собой, по имеющимся данным, область относительно меньшего погружения. История тектонического развития этой переходной территории не совсем ясна, но возможно, что она являлась районом, связывающим пологие склоны Финского и Белорусского выступов. В настоящей работе мы ее отдельно не рассматриваем.

Прежде чем перейти к краткой характеристике тектонического развития отдельных районов рассматриваемой территории, остановимся на вопросе о характере границ некоторых районов.

В пределах территории Швеции (рис. 69,*10б*) в течение ряда этапов [в биллингенское и волховское и особенно в азериско-идавереское, кейласко-ракверескоe и вормсиско-адилаское времена (см. рис. 51, 52, 54—58, 60—62, 66—67)] выделялись два пояса с различным характером осадконакопления — Вестерйётландский и Естерйётландский (рис. 69,*15* и *16*).

Граница между этими поясами, видимо, довольно точно совпадает с известной линией раздела между двумя основными структурными элементами кристаллического фундамента Южной Швеции — между магнетитовыми гнейсами на западе и гранитными массивами на востоке (см., например, Bubnoff, 1952, стр. 18; Geiyer, 1963, стр. 106). Эта линия раздела (рис. 69, *23*), связанная с рассланцованной зоной, по-видимому, представляет собой разлом фундамента, в течение ордовика служивший в качестве раздела между двумя блоками с дифференцированным движением. В этой связи небезынтересно отметить, что линии раздела широтного простирания, связанные со свекофеннидами, на осадконакопление в течение ордовика заметного влияния не оказывали. Соответствующие блоки к этому времени, возможно, уже совершенно слились и были неподвижны.

Если Вестерйётландский и Естерйётландский фациальные пояса действительно соответствуют двум крупным блокам кристаллического основания, то по аналогии с ними можно ожидать, что такие же соотно-

шения существовали и на востоке, в Прибалтике. Можно предполагать, что Прибалтийская впадина в принятых здесь контурах, несмотря на свое сложное строение, представляла собой единый блок фундамента, который в большей части ордовикского периода был довольно четко разграничен с севера и юго-востока разломами и соответствующими зонами повышенной тектонической активности (рис. 69, *24* и *25*). В Вестерйётланде, возможно, наличием такой зоны объясняются резкие колебания мощностей ряда горизонтов онтикаского яруса (B_I, B_{II}) и харьюской серии (F_Ia, F_Ib, F_Ic) в районе Биллинген—Фалбюгден (см. Thorslund, 1937; Tjernvik, 1956; Skoglund, 1963, рис. 9), который непосредственно примыкает к вышеуказанной линии раздела.

В Прибалтике, в частности на территории Южной Эстонии, с этой пограничной зоной связаны более или менее резкие фациальные изменения отложений почти всех горизонтов ордовика. Особенно резко она была выражена в латорпское время (рис. 50 и 51) и затем в оандуское (рис. 61), раквереское (рис. 62), вормсиское (рис. 65), нийбиское (рис. 66) и поркуниское (рис. 68). В сауньское время, когда на всей территории Северной и Средней Прибалтики накоплялись довольно однородные тонкие известковые илы, тектоническая активность узких зон выражалась в исключительно резких колебаниях мощности осадков (рис. 64).

Современная степень изученности фациальных изменений на границе Эстонской и Шведско-Латвийской зон еще не позволяет наметить линии основных разломов в ордовикском периоде, но они, вероятно, имелись. Об этом говорят резкие фациальные переходы и изменения мощностей на коротких расстояниях, наблюдающиеся, например, по латорпским отложениям между скважинами Адзе и Пилтене в Западной Латвии, по поркуниским — между скважинами Эйамаа и Выхма (Средняя Эстония), по среднеордовикским — между скважинами Крякянава и Стачюнай (Средняя Литва). Такие резкие изменения нельзя объяснять действием одних лишь донных течений или других подобных факторов, так как в таком случае остается непонятным исключительное постоянство этих явлений по площади в течение нескольких миллионов лет и отсутствие переслаивания разнофациальных отложений в расположенных близко друг к другу разрезах.

Перейдем теперь к рассмотрению некоторых особенностей тектонического развития отдельных районов территории бассейна.

Финский выступ фундамента (*1*), как и Белорусский, в течение всего ордовика в основной части, видимо, не испытывал сколько-нибудь значительного погружения или поднятия. Об этом свидетельствуют, во-первых, выклинивание отложений и их прибрежный характер во многих горизонтах в пределах Северной Эстонии, во-вторых, отсутствие следов этих отложений на территории выступа и, в-третьих, практическое отсутствие в прибрежных отложениях такого грубого терригенного материала, который мог бы происходить с этой суши, а также общее незначительное содержание терригенного компонента в ордовикских отложениях как Северной Эстонии, так и Южно-Ботнического района. Все это показывает, что Финский выступ был в ордовике весьма неподвижным районом с очень низким выравненным рельефом.

В онтикаское и ранневируское время южный пологий склон Финского выступа по своему характеру был очень похож на северный склон Белорусского выступа (см. Рыымусокс и Мянниль, 1960, рис. 4; рис. 45 в настоящей работе). В это время здесь обособился район относительно интенсивных поднятий, территориально совпадающий с северо-западной окраиной Эстонии (рис. 69,*6*). На первый взгляд кажется, что этот

район непосредственно связан с Готландским поднятием (см. ниже), но различное их простирание, обособленность во времени и общая картина распространения фаций заставляют отнестись к такому заключению с осторожностью. Во всяком случае в течение определенного времени (A_{II}, $B_{I}b$, B_{III}, $C_{I}a$, $C_{I}b$, $C_{I}c$, C_{II}, C_{III} и, возможно, D_{II}) рассматриваемое поднятие было явно связано не с поднятием района о-ва Готланд, а непосредственно с поднятием юго-западной окраины Финского выступа.

Во второй половине вируской эпохи, начиная с кукрузеского времени, в Восточной Эстонии и прилегающих к ней с востока районах появляется тенденция к относительному погружению. В поздневируское время (за исключением оандуского), а также в ракверескоe, набалаское и нийбиское здесь накоплялись осадки относительно большой мощности (по сравнению с западными и южными районами), позволяющие говорить о существовании даже особого, Северо-Эстонского прогиба (рис. 69, *17*; 45). Ось этого прогиба (рис. 69, *20*), возможно, увязывается с осью Московской синеклизы.

Более подробному анализу тектонического развития южного склона Финского выступа препятствует эрозионный срез поздневируских и харьюских отложений на севере (в районе северной окраины Эстонии и Финского залива).

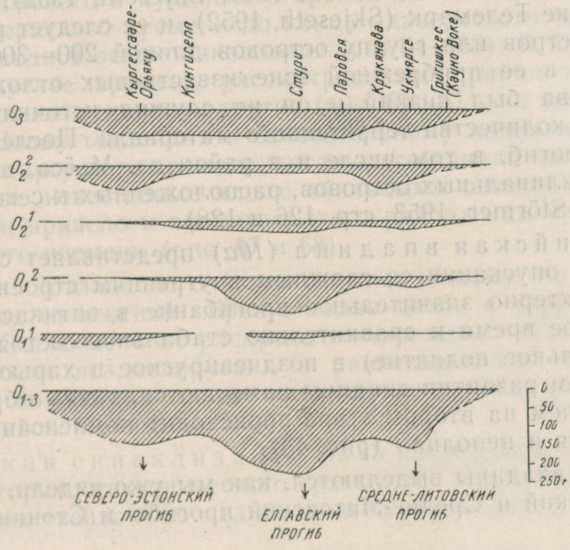


Рис. 45. Схема распределения мощностей отложений по отдельным отрезкам ордовикского периода в Прибалтике по меридиональному профилю.

Белорусский выступ фундамента (*2*), видимо, был в ордовикское время такой же низкой сушей, как и Финский. Однако в отличие от последнего он был в значительной своей части покрыт нижнекембрийскими и более древними глинисто-песчаными отложениями. Этим, возможно, объясняется поступление с Белорусской суши бóльшего количества терригенного материала, чем с Финской.

На северо-западном склоне Белорусского выступа ордовикские отложения хорошо сохранились, и здесь мы имеем возможность проследить в деталях их изменение в направлении к бывшей суше. К сожалению,

явно недостаточная изученность ордовикских отложений и их фауны в настоящее время еще не позволяет реализовать эти возможности. Пока известно только, что здесь происходит постепенное уменьшение мощностей этих отложений и литологические изменения, довольно аналогичные таковым раннеордовикских отложений южного склона Финского выступа. При этом наблюдается закономерное уменьшение более или менее полной мощности ордовикских отложений со 150—160 м в пограничной зоне между Литовской (прибрежной) и Шведско-Латвийской зонами до 60—70 м вблизи бывшего побережья; такое уменьшение происходит на протяжении 50—60 км. Что касается Мазурского выступа фундамента, то этот район не представлял собой в ордовикский период суши, как предполагают некоторые исследователи (Голубцов и Махнач, 1961, рис. 8—11), а был, очевидно, покрыт морем (Далинкевичюс, 1960, стр. 208). Об этом свидетельствуют выдержанный характер тремадокских отложений в районе Беловежской пущи (см. стр. 103) и распространение карбонатных фаций ордовика, в частности красноцветных пород онтикаского яруса и азериского горизонта, на территории Калининградской области и Северной Польши (рис. 52—54).

Поднятие Телемарк (*3*). Характер отложений грабена Осло заставляет предполагать, что в течение всего ордовика в районе, расположенном к западу от Осло, находился приподнятый над уровнем моря участок (Holtedahl, 1909; Bubnoff, 1941; Skjeseth, 1952), Эта суша получила название Телемарк (Skjeseth, 1952), и ее следует рассматривать, видимо, как остров или группу островов длиной 200—300 км. Судя по преобладанию в ее прибрежной зоне известковых отложений, рельеф данного острова был низкий и он не служил источником какого-то значительного количества терригенного материала. Последний поступал в Ослоский прогиб, в том числе и в район оз. Мьёса, по-видимому, с мелких геосинклинальных островов, расположенных к северу от острова Телемарк (ср. Störmer, 1953, стр. 126 и 128).

Прибалтийская впадина (*10а*) представляет собой крупный регион общего опускания со сложным внутренним строением. В целом для него характерно значительное прогибание в онтикаское и отчасти в ранневируское время и сравнительно стабильное состояние (местами даже относительное поднятие) в поздневируское и харьюское времена. В тектоническом развитии впадины намечаются, таким образом, как бы два этапа, причем на втором этапе происходит компенсация мощностей отложений, хотя и неполная (рис. 45).

В пределах впадины выделяются, как мы уже видели, три основных района: Елгавский и Средне-Литовский прогибы и Стонишкяйское поднятие.

Елгавский прогиб является осевой частью впадины и характеризуется максимальными мощностями ордовика (за пределами Московской синеклизы и Ослоского прогиба), достигающим 220—230 м. Опускание прогиба происходило в основном в онтикаское время, когда здесь накопилась толща максимальной для всего бассейна мощности — около 90 м. Некоторое относительное опускание происходило здесь еще в ухакуское время, но затем этот прогиб как район относительного прогибания, видимо, перестал существовать.

Примерно в то же время началось относительно интенсивное прогибание фундамента на соседнем участке, названном литовскими исследователями Средне-Литовским прогибом. Наиболее значительным было здесь опускание в поздневируское время, причем амплитуда его была в общем почти такой же, как и в Северо-Эстонском прогибе (рис. 45).

Своеобразно развитие Стонишкяйского участка. Он «нормально» развивался только в тремадокское и онтикаское время, а в остальное время ордовика представлял собой, видимо, весьма стабильный район относительного поднятия. Мощность всего ордовика здесь составляет лишь 50—60 м против 100—200 м в соседних районах. Мощность вирусских и харьюских отложений здесь около 40 м, в то время как в Елгавском прогибе она достигает 65—70 м, в Средне-Литовском — 130—150 м, в Северо-Эстонском — 150 м. По литологическому характеру и мощности отложений Стонишкяйский блок сходен с Северо-Польским.

Шведская часть (*10б*) Шведско-Латвийской зоны по общему развитию сходна с Прибалтийской впадиной, но отличается от нее большей стабильностью фундамента, выражающейся в отсутствии резко дифференцированных составных частей. Общая мощность отложений колеблется здесь, очевидно, в небольших пределах (115—130 м). Дифференцированные движения отдельных участков здесь имели иной механизм движения: знаки относительного движения неоднократно изменялись, в результате чего во всем регионе суммарное опускание было приблизительно одинаковым.

Готландское поднятие (*5*) представляло собой в течение всего латорпского времени и отчасти в волховское и кундаское времена надводный район, возможно полуостров Финской суши (рис. 50—53). В течение волховского и кундаского времен он постепенно погружался, и начиная с азериского времени до конца идавереского здесь шло нормальное мелководное осадконакопление (см. 54—58). В йыхвиское, кейлаское и оандуское времена рассматриваемый район испытывал по меньшей мере относительное поднятие (рис. 59—61), но затем снова стал погружаться. Новая тенденция к относительному поднятию проявилась лишь в начале пиргуского времени, когда здесь начали накопляться тонкие мелководные известковые илы с обильными остатками водорослей (рис. 66), что и привело к поднятию этого района над уровнем моря в конце пиргуского времени (рис. 67 и 68).

Если район Готландского поднятия по общему литологическому характеру своих отложений образует одно целое с территорией материковой части Эстонии, то по распределению мощностей осадков (сокращенные мощности поздневирусских и раннехарьюских отложений) и, следовательно, по тектоническому развитию он приближается к району Шведско-Латвийской зоны.

Московская синеклиза (*9*). Из-за послеордовикского размыва отложений историю тектонического развития Московской синеклизы можно непосредственно проследить только по эландской и вируской эпохам.

В общем синеклиза характеризуется максимальными мощностями, сравнимыми только с мощностями Елгавского и Ослоского прогибов. В эландскую эпоху здесь накоплялись глинистые отложения примерно такой же мощности (70—90 м), как и в Елгавском прогибе. В ранневируское время накопились отложения мощностью свыше ста метров, а в поздневируское время — примерно такие же. Таким образом, по интенсивности прогибания в вируское время Московская синеклиза превосходит все другие районы территории бассейна, за исключением Ослоского прогиба.

Итак, Московская синеклиза, судя по имеющимся данным, представляла собой в ордовике (по меньшей мере в раннем и среднем) область не только интенсивного, но и постоянного прогибания. Конечно, такое опускание значительной территории не могло не повлиять и на сосед-

ние, особенно на западные районы прибалтийской части бассейна, которые то там, то здесь также вовлекались в процесс опускания. В онтикаское время таким участком оказался, видимо, район Елгавского прогиба, в поздневируское время — районы Северо-Эстонского и Средне-Литовского прогибов. Эти предполагаемые связи изображены нами на рис. 69 в виде пунктирных линий, соединяющих оси указанных трех прогибов с гипотетической осью синеклизы (*21*).

Ослоский прогиб (*11*) представляет собой структурную зону, непосредственно связанную с Каледонской геосинклиналью. Иногда его рассматривают как миогеосинклиналь, но, с другой стороны, его связь с эпиконтинентальным морем ордовика бесспорна. Последнее особенно подчеркивается развитием в его пределах, в прибрежной зоне массива Телемарк (рис. 69,*3*), карбонатных фаций, очень похожих на эти же фации восточных районов Балтийского бассейна.

Ослоский прогиб характеризуется большой амплитудой (350—500 м) опускания фундамента в ордовике и наличием мощных отложений с преобладанием терригенных осадков. Последнее указывает на поступление обломочного материала с близко расположенных поднятий — отчасти с о-ва Телемарк, а в основном с временных островов эвгеосинклинали.

В эландскую эпоху опускание фундамента Ослоского прогиба было сравнительно небольшое (порядка 50 м), но с течением времени оно усилилось (в вирускую эпоху — 100—200 м, в харьюскую — около 150 м). По суммарному опусканию, таким образом, Ослоский прогиб превосходит Елгавский, но уступает, видимо, Московской синеклизе.

Ограничившись приведенными замечаниями по тектоническому развитию наиболее крупных структурных элементов бассейна, остановимся коротко на вопросе о развитии в ордовике некоторых мелких структурных форм. Сюда относятся, например, вопросы о тектоническом развитии Локновского поднятия и о происхождении гдовских (мишиногорских) дислокаций.

Локновское поднятие кристаллического фундамента находится в пограничной зоне Эстонской ССР, Латвийской ССР и Псковской области РСФСР и протягивается в широтном направлении на 70 км (см. Кудрявцев, 1960). Применительно к нашей тектонической схеме (рис. 69) это поднятие расположено непосредственно на оси Шведско-Латвийской зоны, вблизи северо-восточной оконечности последней.

Наличие алевритистых и красноцветных глинистых отложений в ордовике на склонах Локновского поднятия, не известных ни в Северной Эстонии, ни на юго-востоке Литвы, и неправильное истолкование этих пород как крайне мелководных прибрежных фаций послужили основанием для того, что большинство исследователей (Л. Б. Паасикиви; Селиванова и Элькин, 1956; Люткевич и Пейсик, 1957, стр. 134; Ульст, 1958, 1959; Инданс, 1962 и др.) допустили присутствие здесь в течение ордовика острова, служившего областью сноса.

Выявленное к настоящему времени площадное распространение алевритистых и красноцветных отложений и характер их перехода в преимущественно детритовые сероцветные известковые отложения Эстонской и Литовской фациальной зон, однако, не оставляют сомнения в том, что породы ордовика на склонах Локновского поднятия относятся к нормальным осадкам Шведско-Латвийской зоны и представляют собой не относительно мелководные, а, наоборот, относительно глубоководные образования (см. стр. 128). Следовательно, в течение всего ордовика в районе нынешнего Локновского поднятия господствовали нормальные условия морского осадконакопления в удалении от берега, и говорить

о существовании здесь острова не приходится (ср. Котлуков и Митгарц, 1955; Кудрявцев, 1960).

На Мишиной Горе (Псковская область) среди девонских отложений имеются сильно дислоцированные выходы пород кристаллического фундамента, кембрия и ордовика. Эти выходы были обнаружены и изучены первоначально Б. П. Асаткиным (1933, 1934, 1937б, 1938, 1944), который истолковал их как антиклинальную структуру тектонического происхождения. Впоследствии в результате исследований С. Чихачева и Б. А. Некрасова машиногорские дислокации большинством исследователей стали рассматриваться как ледниковые отторженцы (Чихачев, 1936; Чихачев и Некрасов, 1936; Котлуков и Митгарц, 1955; Селиванова и Элькин, 1956; Балашов, 1960 и др.). Из этих исследователей С. Н. Чихачев и Б. А. Некрасов (1936) и З. Г. Балашов (1960) на основании анализа состава наутилоидей кундаских и нижневируских отложений каменоломни Мишиной Горы пришли в общем к правильному заключению о скандинавском типе этих отложений. Однако наряду с этим они сделали неверный вывод о том, что породы данных выходов не являются автохтонными, а принесены сюда ледником из Скандинавии.

Изложенные в настоящей работе данные о распространении фаций и фауны кундаского, азериского и ласнамягиского горизонтов (см. рис. 53—55) в районе к западу от Мишиной Горы не оставляют сомнения в том, что отложения здешних выходов являются местными. Эти выходы несомненно связаны с очень резким локальным поднятием, обусловленным глубинной тектоникой. В ледниковое время это поднятие, очевидно, в свою очередь подвергалось сильному воздействию ледников, в результате чего и образовались дислокации очень сложного характера. Против гипотезы о скандинавском происхождении мишиногорских ордовикских пород говорит также полное отсутствие скандинавских известняков среди ледниковых валунов Северной Прибалтики.

Выходы ордовикских пород у ст. Серебрянки Ленинградской области, очевидно, имеют аналогичное происхождение.

Локальные поднятия у Мынисте — Локно и дер. Мишина Гора относятся к послеордовикскому периоду. Наряду с ними, по всей вероятности, в Прибалтике встречаются и местные поднятия, существовавшие или даже развивавшиеся уже в ордовике. Для примера можно указать на поднятие Ульясте в Северной Эстонии, в пределах которого отмечаются местные отклонения в характере латорпских отложений (B_1), выражающиеся в выклинивании отдельных пачек и в присутствии оолитов на уровне, на котором они в других местах не встречаются (Вахер, Кууспалу, Пуура, Эрисалу, 1964).

Следующим примером ненормального литологического характера и залегания ордовикских отложений может служить упомянутый В. В. Ламанским (1905, стр. 115) аномальный участок отложений волховского горизонта в карьере близ дер. Гадово на р. Волхов, где соответствующие слои имеют сокращенную мощность (2,7 м против 5,5—6 м в окрестностях) и своеобразный литологический характер. По мнению В. В. Ламанского, на указанном месте в волховское время существовал островок, который покрылся снова водой к началу отложения слоев хундерумского подгоризонта ($B_{II}\alpha$).

Не исключена возможность, что с узколокальными тектоническими движениями связано и образование так называемого Сясьского горба, детально описанного С. Г. Вишняковым и Р. Ф. Геккером (1937). Возможно, что он представляет собой рифовое тело водорослевого проис-

хождения, но во всяком случае возвышавшееся над дном водоема по меньшей мере на 2 м.

Примером более крупного приподнятого участка может служить ордовикский остров в районе залива Твярен (Средняя Швеция), о существовании которого можно заключить по литологическому характеру валунов из пород кукрузеского возраста (см. Thorslund, 1940).

Частным проявлением тектонической жизни бассейна являются мелкомасштабные колебательные движения фундамента и его отдельных частей, обусловившие циклическое строение отложений.

Такое строение, по-видимому, свойственно отложениям всех горизонтов ордовика рассматриваемого бассейна, но оно проявляется в разных отложениях и районах по-разному. Что касается известковых осадков, то они изучались, например, в онтикаских известняках Средней Швеции (Hedström, 1896; Thorslund, 1937; Hessland, 1949; Tjernvik, 1956, стр. 130) и Прибалтики (Ламанский, 1905, стр. 119), в азериских и ласнамягиских отложениях Северной Эстонии (Orviku, 1940, стр. 133 и 184), ласнамягиских и ухакуских отложениях Вестерйётланда (Jaanusson, 1964, стр. 50 и 52), в кукрузеских (Öpik, 1930b; Бауков, 1956; Дилакторский и др., 1961), йыхвиских и кейласких (Jürgenson, 1953) отложениях Северной Эстонии и т. д. Среди приведенных для примера отложений встречаются полные циклы, а также регрессивные и трансгрессивные. Мелкие циклы, состоящие из одних лишь регрессивных фаз, видимо, довольно часты. Примером их могут служить циклы ласнамягиского и ухакуского горизонтов Вестерйётланда и района скважины Карула, а также циклы продуктивной толщи кукрузеского горизонта. Трансгрессивные циклы приурочены, видимо, к более мелководным осадкам и известны в отложениях латорпского и волховского горизонтов. Они связаны с поверхностями перерыва, которые, таким образом, по меньшей мере отчасти, также обусловлены колебательными движениями.

Наряду с цикличностью, обусловленной наиболее мелкими из заметных колебаний земной коры, отмечается цикличность, соответствующая отдельным горизонтам. Такая цикличность хорошо выражена у ряда горизонтов эландской и вируской серий на территории Эстонии, где она проявляется в трансгрессивном характере залегания отложений каждого отдельно взятого горизонта. Последние, таким образом, представляют собой в этом отношении только трансгрессивные фазы циклов. Регрессия моря в это время развивалась, возможно, относительно быстро, но во всяком случае представляла собой фазу практически нулевой седиментации. Последнее доказывается тем, что размыв отлагавшихся в трансгрессивной фазе осадков, в большинстве случаев в бассейне, либо вообще не происходил, либо был очень слабым (ср. Ламанский, 1905).

Примерами «трансгрессивных» горизонтов могут служить на территории Северной Эстонии пакеортский (рис. 4), латорпский, кундаский (рис. 33), азериский (рис. 35), кукрузеский и идавереский горизонты. Из них кундаский горизонт имеет трансгрессивный характер также на южном склоне Готландского поднятия (острова Эланд, Готланд, Готска Сандё) и в районе оз. Сильян (Hessland, 1949), латорпский горизонт — в Южной Прибалтике, в районе Биллинген—Фалбюгден (Thorslund, 1937; Tjernvik, 1956), в Нерике и районе оз. Сильян (Tjernvik, 1956), азериский горизонт — в районе Биллинген—Фалбюгден (Jaanusson, 1964) и т. д.

Как уже указывалось, наряду с циклическим строением отложений частным проявлением мелкомасштабных колебательных движений фун-

дамента являются также перерывы в осадконакоплении, мелкие размывы и связанные с ними поверхности. Генезис поверхностей перерыва, довольно широко распространенных в ордовикских (а также силурийских) отложениях Балтийского бассейна, не вполне ясен, хотя они давно уже привлекали к себе внимание исследователей. Мы не имеем возможности остановиться здесь на этой проблеме более подробно, но отметим, что до настоящего времени мнения относительно условий их образования расходятся. Так, некоторые авторы допускают, что подобные поверхности могли образоваться в условиях относительно глубокого моря (Andersson, 1896; Lindström, 1963), но большинство считает, что они образовались в мелководных условиях, под водой (Orviku, 1940, 1961; Орвику, 1960а, б; Hadding, 1958; Геккер, 1960; Эйнасто, 1964; и др.). Третьи полагают, что образование рассматриваемых поверхностей связано с временным осушением (эмергенцией) участка морского дна (Hedström, 1896; Ламанский, 1905; Thorslund, 1937; Jaanusson, 1961, 1964 и др.). В пользу последней точки зрения говорят поверхности с неправильной сетью борозд, рассматриваемых в качестве измененных (стертых) трещин усыхания (см. Jaanusson, 1964, стр. 63). На найденном нами на р. Сяси (в устье р. Лынна) крупном образце породы из $B_{II}\beta$ имеются трещины усыхания хорошей сохранности, не оставляющие сомнения в том, что соответствующая поверхность напластования была приподнята над уровнем моря. Этот образец помогает интерпретировать сущность поверхностей, покрытых бороздами или нечеткими трещинами, и в общем говорит в пользу третьей точки зрения.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

В настоящем разделе прослеживается история развития Балтийского бассейна по более крупным этапам, соответствующим примерно векам общей геохронологической шкалы. Эти этапы выделены исходя из таких критериев, как особенности тектонических движений данной территории, общий характер осадков и особенности их распределения; фаунистические данные, послужившие основой для биостратиграфического расчленения отложений, во внимание не принимались. Поэтому выделенные нами главные этапы развития бассейна не всегда совпадают с этапами развития фауны, послужившими для некоторых исследователей основанием для выделения в ордовике Северо-Запада Русской платформы местных ярусов (подсерий).

В ордовикской истории развития Балтийского бассейна выделяются пять главных этапов (начиная с наиболее древнего): тремадокский, аренигско-лландейльский, раннекарадокский, позднекарадокский и ашгилльский. Из этих этапов второй и пятый подразделяются соответственно на три и два подэтапа.

Тремадокский этап (A_{II}—A_{III}) является начальной, трансгрессивной фазой развития ордовикского моря Балтоскандии и представляет собой самостоятельный цикл осадконакопления. Он начинается раннетремадокской трансгрессией, охватывавшей почти всю площадь Балтийского эпиконтинентального бассейна, и заканчивается позднетремадокской регрессией, приведшей к сокращению размеров ордовикского моря до минимума.

Для тремадокского этапа характерен своеобразный, отличный как от позднекембрийского, так и от последующего, аренигско-лландейльского этапа план тектонических движений и характер их колебаний. В отличие от последующих этапов, в тремадоке значительные площади

территории Швеции оставались приподнятыми и не покрывались морем. В течение всего тремадока, за исключением западной окраины территории в самом конце века, происходило накопление одних только терригенных отложений (песков, алевритов, глин). Мощность отложений на преобладающей площади бассейна была небольшая, что говорит о незначительном приносе осадочного материала, а это в свою очередь свидетельствует о низком рельефе источников сноса. Седиментация происходила в очень мелком море со сложной и непостоянной береговой линией, в начале этапа нередко в условиях сильно движущейся воды (прослои конгломератов, косая слоистость, знаки ряби).

В течение почти всего тремадока в бассейне обитали только две ассоциации организмов: фауна беззамковых брахиопод (на песчаных и отчасти глинистых грунтах) и граптолитовая фауна. Первая была приурочена к восточным, вторая — в основном к западным районам бассейна. В конце этапа на западе появилась трилобитовая фауна (*Ceratopyge* и др.), указывающая на связь бассейна с западными и юго-западными морями.

К концу этапа морской режим сохранился, возможно, только в западных районах и в Елгавском прогибе.

Аренигско-лландейльский этап (B_I—C_Ic) — длительный и сложный период геологического развития Балтийского бассейна. Для этапа в целом характерна новая развивающаяся трансгрессия моря, широкое развитие красноцветных отложений и отчетливо выраженная зональность распределения фаций. Этап имеет четкие границы, совпадающие с началом латорпского и кукрузеского времен.

Аренигско-лландейльский этап состоит из трех довольно четко вырисовывающихся фаз, рассматриваемых ниже в качестве латорпского, волховско-азериского и ласнамягиско-ухакуского подэтапов.

Латорпский подэтап (B_I). Начало латорпского подэтапа ознаменовалось трансгрессией как в разных районах Скандинавии, так и на обширной площади Прибалтийского региона. Поскольку в конце латорпского времени на широкой территории бассейна осадконакопление на короткое время прекратилось, видимо из-за резкого обмеления или даже отступания моря, то латорпское время можно рассматривать как самостоятельный цикл осадконакопления. С другой стороны, латорпский подэтап, будучи еще временем накопления преимущественно песчаных осадков с только что начавшимся карбонатонакоплением, представляет собой относительно кратковременный переходный период от тремадокского времени с терригенным осадконакоплением к волховско-азериному времени уже с явно преобладающим карбонатонакоплением.

Для латорпского подэтапа характерны наряду с постепенным расширением и углублением бассейна еще специфические условия осадконакопления, выражавшиеся в широком развитии глауконитовых осадков, в частности песчаных. В течение подэтапа прослеживаются постепенное расширение и смещение к востоку площади карбонатонакопления, образование красноцветных отложений и постепенное расширение их площади, а также появление и развитие детритовых известковых осадков, столь характерных в Прибалтийском регионе для всего остального времени ордовикского периода. Развитие детритовых осадков было несомненно связано с пышным развитием разнообразной бентосной фауны, в состав которой входили замковые брахиоподы, трилобиты, остракоды, криноидеи, цистоидеи и др. В первой половине подэтапа фауна имела еще черты, характерные для конца тремадока, но во второй половине она значительно обогатилась новыми элементами.

В структурном отношении для латорпского подэтапа характерно мак-

симальное погружение фундамента в Елгавском прогибе, унаследованное еще с тремадокского времени. На фоне этого прогибания к концу подэтапа сформировались основные черты фациальной зональности бассейна, особенно четко выступавшие в следующем подэтапе.

Волховско-азериский подэтап (B_{II}—C_1a) характеризуется прежде всего широким развитием красноцветных отложений, охватывавших почти в течение всего этапа всю площадь Шведско-Латвийской фациальной зоны. Среди сероцветных известковых осадков существенную роль играли глауконитовые и оолитовые осадки, также указывающие на обогащение вод бассейна соединениями железа.

На волховско-азериском подэтапе завершилась аренигская трансгрессия, выражавшаяся в постепенном погружении Готландского полуострова до полной его ликвидации, а также, видимо, в исчезновении Северо-Польского поднятия. Елгавский прогиб, как район со специфическими условиями седиментации, еще четко выраженный в начале подэтапа, к концу его также полностью исчез. Все указанные структурные изменения происходили одновременно с кратковременными колебаниями уровня моря, обусловленными, по-видимому, региональными колебаниями земной коры.

Благодаря общему постоянству структурного плана территории, для подэтапа в целом характерна отчетливо выраженная зональность распределения фаций.

Несмотря на определенную фациальную расчлененность территории бассейна, на данном подэтапе фауна его была мало дифференцирована. Это особенно касается волховско-кундаского времени, единство фауны бассейна которого уже давно обратило на себя внимание исследователей. В конце подэтапа (в азериское время), возможно в связи с существенным обновлением состава фауны, маркирующим границу между эландской и вируской сериями, уже наблюдается значительная биогеографическая разница между составами фаун Скандинавского и Прибалтийского регионов. В дальнейшем эта дифференциация еще более углублялась.

Ласнамягиско-ухакуский подэтап (C_1b—C_1c) характеризуется довольно стабильным состоянием бассейна, в осевой части (в Шведско-Латвийской зоне) которого накоплялись преимущественно светло-серые тонкие глинистые известковые илы, а в прибрежных зонах Прибалтийского региона — сероцветные детритовые осадки. На западе наряду с граптолитовыми илами значительную роль играли карбонатные глины. Фациальная зональность осадков была выражена отчетливо.

По общему структурному плану тектонических движений, а также по характеру и распределению осадков данный подэтап тесно связан с предыдущим, от которого отличается исчезновением красноцветности осадков, редкостью глауконита и железистых оолитов, а также значительным сужением осевой полосы бассейна.

Самостоятельность данного подэтапа подчеркивается также фаунистическими особенностями и определенным единством фаун ласнамягиского и ухакуского времен, особенно четко выступающим в Шведско-Латвийской зоне при одинаковых фациальных условиях.

Начало подэтапа слабо маркировано, носит сравнительно переходный характер (унаследованные красноцветные и оолитовые осадки) и намечено в определенной степени условно. Конец подэтапа более четкий, так как связан с перестройкой плана тектонических движений и с изменением характера распространения осадков.

Раннекарадокский этап (C_{II}—D_{II}) — один из основных этапов развития Балтийского бассейна, охватывающий время образова-

ния четырех горизонтов (кукрузеского, идавереского, йыхвиского и кейлаского).

Этап этот характеризуется своеобразным планом тектонических движений, которые обусловили выравнивание дна на значительной площади Средней Прибалтики, формирование Средне-Литовского прогиба, прогибание территории Эстонии и в середине эпохи оживление Готландского поднятия. Детритовые известковые осадки на данном этапе достигли своего максимального развития и охватывали, кроме Эстонской и Литовской зон, отчасти также Шведско-Латвийскую зону. Фациальная зональность осадков выражена исключительно слабо.

Данный этап в основной своей части совпадает со временем вулканической активности Каледонской геосинклинали, где за это время сформировались мощные толщи вулканогенных пород. Эта тектоническая фаза закончилась орогенезом Экне (Kautzky, 1949), который в рассматриваемом бассейне проявлялся, возможно, в оживлении тектонической активности территории и связанной с этим дифференциации осадков в позднекейлаское и оандуское времена. В рассматриваемом бассейне вулканическая деятельность выразилась в накоплении в северо-западной половине его территории (в Скандинавии и отчасти в Средней и Северной Прибалтике) вулканогенных осадков, давших начало прослоям метабентонитов.

Несмотря на относительно одинаковые фациальные условия, господствовавшие в течение всего рассматриваемого этапа, начальная и конечная его фазы имеют свои специфические черты. Для начальной фазы (кукрузеского времени) характерно максимальное накопление на территории Северной Прибалтики кукерситовых илов и широкое распространение на остальной части территории Прибалтики известковых осадков с крупным пиритизированным детритом, связанным с расцветом органической жизни в бассейне. Конечная стадия этапа (кейлаское время) характеризуется оживлением тектонических движений и развитием на рассматриваемой территории рифовой фации. Указанные события хорошо маркируют рубежи данного этапа и подчеркивают его целостность.

Границы этапа на преобладающей части территории совпадают с заметным обновлением фауны, которая была особенно богатой и разнообразной в начальной стадии этапа. Интересно отметить, что следующий максимум развития фауны падает уже на начальную стадию позднекарадокского типа и связан, с одной стороны, с максимальным развитием рифовой фации, а с другой — с заметным вторжением в бассейн новых элементов. В целом бентосная фауна Балтийского бассейна на данном этапе была наиболее богатой и по видовому и родовому составу наиболее разнообразной. При этом, несмотря на довольно одинаковые литофациальные условия в различных зонах, фауна на площади бассейна оставалась четко дифференцированной на два типа — скандинавский и прибалтийский.

Граница ареалов этих двух фаун в течение всего этапа оставалась практически неизмененной.

Позднекарадокский этап (D_{III}—F_1b), четвертый из основных этапов развития бассейна, по количеству горизонтов является одним из наиболее длительных. Он охватывает смежные части среднего и позднего ордовика и, как и предыдущий этап, время накопления отложений четырех горизонтов (оандуского, раквереского, набалаского и вормсиского). Для этапа характерно повышенное поступление тонкозернистого терригенного материала, широкое развитие тонких терригенных граптолитовых и светлых известковых илов и сильно подчиненное

количество детритовых осадков. По сравнению с предыдущим этапом важной особенностью данного этапа является довольно хорошо выраженная фациальная зональность, которая отсутствовала только в течение сауньяского времени. Однако по распределению мощностей отложений данный этап сходен с предыдущим, отличаясь как от аренигско-лландейльского этапа, так и от ашгилльского.

По сравнению с предыдущими основными этапами характер и распределение осадков в течение позднекарадокского этапа не оставались постоянными и часто изменялись. В этапе выделяются две фазы с широким развитием светлых тонких известковых илов (ракверескоe и сауньяское времена), чередовавшиеся с фазами с преобладающим терригенным осадконакоплением (оандуское, паэкнаское и вормсиское времена). Из последних фаз особое положение занимает оандуское время, отличавшееся от всех остальных фаз данного этапа развитием рифовой фации и местами сравнительно крупнозернистых терригенных осадков. Эти образования для данного этапа в целом, как и для предыдущего, вообще не характерны, а поэтому оандуское время совместно с кейласким временем предыдущего этапа можно было бы рассматривать и как относительно самостоятельную, переходную от раннекарадокского к позднекарадокскому этапу стадию развития бассейна. Однако по дифференцированности осадков и их характеру в центральной части бассейна оандуское время правильнее рассматривать как начальную стадию позднекарадокского этапа.

Данные о распределении фауны на площади бассейна по рассматриваемому этапу весьма ограничены, но имеется основание предполагать, что она по-прежнему оставалась дифференцированной.

Ашгилльский этап (F_{Ic}—F_{II}) является регрессивной, завершающей стадией развития ордовикского моря Балтоскандии. Наряду с постепенно усиливающейся регрессией моря для данного этапа характерно почти полное отсутствие граптолитовых илов, кратковременное развитие красноцветов, широкое развитие рифовой фации и хорошо выраженная зональность распределения осадков.

Начало ашгилльского этапа довольно четкое и совпадает с началом ашгилля английской стратиграфической схемы. Конец этапа, совпадающий с границей между ордовиком и силуром, также четкий и отмечает максимум соответствующей регрессии моря.

Ашгилльский этап состоит из двух фаз, рассматриваемых ниже как пиргуский и поркуниский подэтапы.

Пиргуский подэтап (F_{Ic}) характеризуется возобновлением относительного погружения территории Средней Прибалтики, в частности района Елгавского прогиба, а также погружением территории Эстонии и, видимо, района Готландского поднятия (замедленное погружение). В первой половине подэтапа в Шведско-Латвийской зоне накоплялись красноцветные отложения, а в прибрежных зонах развивались рифовые образования. Во второй половине подэтапа, видимо, началось общее поднятие территории, обусловившее возникновение новых площадей тонких известковых илов и резкое сокращение накопления красноцветных отложений. Фациальная зональность в первой половине этапа отчетливая, во второй половине слабо выраженная.

По сравнению с предыдущими временами характерной особенностью данного подэтапа является, помимо появления красноцветных отложений, рифовых образований и светлых тонких водорослевых илов с дазикладацеями (*Dasyporella*, *Palaeoporella* и др.), почти полное отсутствие граптолитовых илов, столь характерных для запада территории в допиргуское время.

Таблица 8

Сопоставление основных этапов развития Балтийского бассейна со стратиграфическими подразделениями его отложений

Граптолитовые зоны	Индексы горизонтов	Этапы развития бассейна	Стратиграфические схемы Прибалтийского региона: Шмидт, 1881 (группы)	Эпик, 1930—1934 (серии)	Рыымусокс, 1956 (ярусы)		Алихова, 1960 (ярусы)		Унифиц. схема МСК 1962 (надгоризонты)		Стратиграфические схемы Скандинавского региона: Муберг, 1911 (регионы)	Хеннингсмуэн, 1960 (серии)		Предлагаемые местные ярусы
Dicellograptus anceps	F_{II}	Ашгилльский	F	Изотелусовая (харьюская)	O_3	Кохилаский	O_3	Ашгилльский	O_3	[Ашгилльский]	Харпесовый	O_3	Третасписовая	Ашгилльский
Dicellograptus complanatus	F_Ic													
Pleurograptus linearis	F_Ib	Позднекарадокский									Тринуклеусовый			Верхнекарадокский
	F_Ia		E			Оандуский		Плюсский		Плюсский				
Dicranograptus clingani	E													
	D_{III}		D					Иевский		Иевский	Хасмопсовый		Хасмопсовая	Нижнекарадокский
Diplograptus multidens	D_{II}	Раннекарадокский		Хасмопсовая (вируская)	O_2	Сауэский	O_2		O_2			O_2		
	D_I							Лландейлский		Пуртсеский			Огигиокарисовая	Таллинский
	C_{III}		C			Пуртсеский								
Nemagraptus gracilis	C_{II}										Азафусовый		Азафусовая	Онтикаский
Glyptograptus teretiusculus	C_Ic	Аренигско-лландейльский						Аренигский		Онтикский				
	C_Ib			Азафусовая (таллинская)	O_1		O_1		O_1			O_1		
Didymograptus murchisoni	C_Ia													
Didymograptus bifidus	B_{III}		B					Тремадокский		[Тремадокский]	Цератопигевый		Цератопигевая	Тремадокский
Didymograptus hirundo	B_{II}													
Didymograptus extensus	B_I													
Bryograptus	A_{III}	Тремадокский	A_{2-3}	Оболовая (ируская)										
Dictyonema flabelliforme	A_{II}													

Интересно отметить, что площадь, занятая в раннепиргуское (нийбиское) время красноцветными отложениями, довольно хорошо совпадает с районом распространения аналогичных отложений в волховско-азериское время. Здесь, видимо, мы имеем дело с явлением временного возвращения к аналогичным с раннеордовикской эпохой условиям осадконакопления в осевой зоне бассейна. О степени биогеографической дифференцированности фауны на пиргуском подэтапе из-за недостаточности фактического материала судить трудно, но можно думать, что она была выражена несколько слабее, чем на позднекарадокском и особенно на раннекарадокском этапе.

Поркуниский подэтап (F_{II}) характеризуется резкой активизацией тектонических движений, приводивших к значительной дифференциации осадков в Прибалтике, к увеличению поступления в бассейн алевритового и песчаного терригенного материала, к полному прекращению погружения территории Северной и Южной Прибалтики и к поднятию Готландского поднятия над уровнем моря. Фациальная зональность была отчетливой, но в Прибалтике резко несимметричной.

В поркуниское время основная часть Скандинавского региона была занята так называемой далманитиновой фауной (*Dalmanitina mucronata*, *Brongniartella platynota*, *Dalmanella testudinaria*), по своему происхождению связанной с западными и южными бассейнами Европы. В Прибалтике эта фауна занимала лишь узкую осевую полосу бассейна, характеризующуюся наличием карбонато-глинистых осадков с примесью алевритового материала (рис. 44). В Северной Прибалтике распространялась рифовая фация с эндемичной прибалтийской фауной (*Ilmarinia* и др.), резко отличной не только от далманитиновой фауны «нормальной» фации, но и от фауны рифовой фации Шведско-Латвийской зоны (район оз. Сильян). В Южной Прибалтике на широкой площади в то же время распространялись тонкие известковые илы с *Holorhynchus*, очень характерным для одновозрастных слоев грабена Осло.

Характерная для поркуниского подэтапа регрессия моря достигла максимума в самом конце времени, непосредственно перед раннелландоверийской трансгрессией, что проявляется в постепенном увеличении в поркуниских отложениях количества и размера зерен терригенного материала, а также в значительном развитии известково-оолитовых и конгломератовых осадков.

Итак, в развитии рассматриваемого бассейна можно выделить пять основных этапов: тремадокский, аренигско-лландейльский, раннекарадокский, позднекарадокский и ашгилльский (табл. 8). Из них два первых в грубых чертах обозначают трансгрессивную стадию развития бассейна, два последующих — стадию более или менее стабильного его состояния и последний — регрессивную стадию развития.

СРАВНЕНИЕ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА СО СТРАТИГРАФИЧЕСКИМИ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯМИ ЕГО ОТЛОЖЕНИЙ

Из изложенного в предыдущих разделах материала видно, что в геологическом развитии Балтийского бассейна выделяются этапы различного значения, начиная с мелких, по длительности соответствующих времени образования горизонта или подгоризонта, и кончая основными, грубо соответствующими векам общей хронологической шкалы. Кроме них, можно еще говорить о крупных фазах трансгрессии, стабильного состояния в регрессии данного бассейна.

Что касается мелких этапов, то они как по числу, так и по объему

в общем соответствуют горизонтам существующей стратиграфической схемы Прибалтики. Такое совпадение говорит о соответствии мелких естественных этапов развития бассейна этапам развития его населения. Небезынтересно отметить, что число этих этапов, возможно, не специфично для рассматриваемого бассейна, а обусловлено причинами глобального характера. На это указывает, например, приблизительно одинаковое число горизонтов ордовика Балтоскандии (согласно принятой в данной работе схеме — 18), Северной Америки (по схеме М. Кэя 1960 г. — 17, 1961 г. — 19), граптолитовых зон Британских островов (по схеме Эллис и Вуд — 15), а также горизонтов нижней части карадокского яруса Шропшира (7) и соответствующего стратиграфического интервала в разрезе Прибалтики (6) и Северной Америки (по схеме М. Кэя 1960 г. — 6).

Иная картина получается, однако, при сравнении стратиграфических подразделений, отнесенных к категории ярусов, с соответствующими (по объему) этапами развития Балтийского бассейна. Здесь мы сталкиваемся с известными трудностями, связанными с выделением в ордовике местных ярусов (подсерий, надгоризонтов) и вообще с расчленением ордовикской системы.

Выше указывалось, что в ходе геологического развития Балтийского бассейна выделяются пять основных этапов: тремадокский, аренигско-лландейльский, раннекарадокский, позднекарадокский и ашгилльский. Попытаемся сравнить эти этапы с подразделениями ярусной категории существующих стратиграфических схем бассейна.

Следует прежде всего отметить, что общепринятой схемы ярусного деления ордовикских отложений Балтийского бассейна пока еще нет. Мало того, общепринятая схема отсутствует даже для такой относительно хорошо изученной его части, как Северная Прибалтика. Ввиду этого можно говорить лишь о ярусах стратиграфических схем, предложенных различными авторами для той или другой части бассейна. Необходимо также иметь в виду, что в историческом аспекте расчленения ордовикских отложений бассейна нет принципиальной разницы между подразделениями, относимыми нами в настоящее время, с одной стороны, к категории ярусов, а с другой — к категории отделов. Этому в определенной степени способствовало применение в зарубежной, а отчасти также в эстонской литературе несколько неопределенного термина «серия», обозначающего в общем подразделения, отнесенные к категории как ярусов, так и отделов. Так, при подразделении ордовикских отложений на четыре серии трудно судить о том, представляют ли эти серии «ярусы» или «отделы», особенно если иметь в виду, что одну из них (тремадок) некоторые авторы предпочтительно относят к кембрию. В таком случае остальные серии по существу являются отделами.

Помимо трехчленного деления ордовикских отложений Балтийского бассейна, они чаще всего подразделяются на пять или шесть ярусов (серий). Подразделения ярусной категории в этих схемах по объему и границам различны (см. табл. 8).

В схемах, разработанных для Прибалтики (например, Schmidt, 1881; Рыымусокс, 1956; Алихова, 1960) и Скандинавии (Moberg, 1911; Störmer, 1953; Henningsmoen, 1960), наблюдается много общего. Так, во всех схемах в качестве самостоятельного подразделения выделяется тремадокский ярус (серия), и во многих — верхний ярус (серия), грубо соответствующий верхнему ордовику в современном понимании (верхней части карадока и ашгиллю). Наряду с этим указанные схемы различаются по способу расчленения среднеордовикских отложений. В скандинавских схемах, например, совершенно отсутствует выделенное

в Прибалтике подразделение «группа D» (Schmidt, 1881), сауэский (Рыымусокс, 1956), иевский (Алихова, 1960а и др.) или курнаский (Мянниль, 1958б), ярус.

Ограничившись приведенными замечаниями, перейдем к сравнению основных этапов развития бассейна со стратиграфическими схемами его отложений.

Тремадокский этап развития бассейна полностью совпадает с одноименным ярусом большинства авторов; исключение составляют схемы геологов, относящих глауконитовые песчаники и песчанистые известняки Северной Прибалтики к тремадоку (Алихова, 1960 и др.).

Следующий крупный этап — аренигско-лландейльский — по объему и границам точно совпадает с азафусовым «регионом» схемы К. Муберга (Moberg, 1911) и с азафусовой и огигиокарисовой сериями современной норвежской схемы, вместе взятыми. Объем этапа близок также к объему азафусовой (таллинской) серии схемы А. Эпика (Öpik, 1930а) и к объему нижнего ордовика схемы Х. Беккера (Bekker, 1923), если из состава последнего исключить тремадок. С подразделениями остальных, в том числе более современных схем Прибалтики, данный этап резко расходится. Так, конец его падает на верхнюю половину «группы С» схемы Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1881), пуртсеского яруса схемы А. Рыымусокса (1956) и так называемого лландейльского яруса схемы Т. Н. Алиховой (1960а).

Несовпадение конца аренигско-лландейльского этапа развития бассейна со стратиграфическими границами подразделений ярусной категории прибалтийских схем имеет, видимо, принципиальное значение. Оно обусловлено спецификой развития фауны в Прибалтийском регионе бассейна и будет рассмотрено еще ниже в связи с вопросами расчленения ордовикской системы.

Раннекарадокский этап развития бассейна, как и позднекарадокский, не имеет точных эквивалентов среди подразделений существующих стратиграфических схем Балтоскандии. Но по объему этот этап близок к сауэскому ярусу схемы А. К. Рыымусокса (1956), отличаясь от него лишь расположением нижней границы. Сауэский ярус выделен как естественный этап развития фауны в Северной Эстонии, и его границы совпадают с уровнями существенного обновления фауны в разрезах этого района. Однако сауэский ярус (независимо от того, что его название оказалось стратиграфическим омонимом) не нашел применения в стратиграфической практике, так как его верхняя граница не совпадает с границей отделов (см. Мянниль, 1960б, стр. 113). Выяснилось, что появившаяся в оандуском горизонте (D_{III}) новая фауна не позднеордовикская, а среднеордовикская (Jaanusson, 1956; Мянниль, 1958, 1960б).

Позднекарадокский этап соответствует смежным частям среднего и верхнего ордовика и поэтому также не имеет эквивалентов среди стратиграфических подразделений Балтоскандии. Объем этапа, однако, близок, с одной стороны, к объему оандуского яруса схемы А. К. Рыымусокса (1956), а с другой — к объему плюсского яруса схемы Т. Н. Алиховой (1960а) и вазагордского «горизонта» В. Яануссона (1963). Понятие «оандуский ярус» охватывает по объему три горизонта (оандуский, раквереский и набалаский), причем при проведении его верхней границы на основании обновления фауны не было учтено расположение границы между карадоком и ашгиллем, как существенного биостратиграфического рубежа. Верхняя граница двух остальных подразделений — плюсского и вазагордского (они синонимы) — совпадает с этим рубежом и тем самым с концом позднекарадокского этапа, но в их состав не входит оандуский горизонт.

Наконец, ашгилльский этап развития бассейна полностью соответствует ашгилльскому веку в объеме, принятом во всех последних вариантах стратиграфических схем Балтоскандии.

Итак, мы видим, что выделенные в данной работе основные этапы развития бассейна, за исключением тремадокского и ашгилльского, обычно не совпадают с подразделениями существующих стратиграфических схем Балтоскандии. Основные причины этого несовпадения, видимо, двоякие. Во-первых, по-видимому, важные биостратиграфические рубежи не всегда совпадают с переломными моментами в геологическом развитии бассейна. Для примера можно указать на обновление фауны на границе кундаского (B_{III}) и азериского (C_1a) горизонтов, которое не отражается в развитии бассейна. Во-вторых, выделение стратиграфических подразделений ярусной категории и особенно проведение их границ в ряде случаев, очевидно, основывалось или на фаунистических изменениях узкоместного значения (например, основание сауэского яруса схемы А. Рыымусокса, 1956 г.), или же на корреляционных критериях [например, кровля курнаского яруса (= «группа D» схемы Ф. Б. Шмидта, 1881 г.)].

Границы этапов геологического развития бассейна не совпадают не только с границами местных ярусов, но и с границами отделов ордовикской системы, принятых в настоящее время почти во всех стратиграфических схемах территории бассейна (как в советских, так и в скандинавских).

Так, граница между ранним и средним ордовиком, принятая в Балтоскандии, соответствует середине аренигско-лландейльского этапа, т. е. времени, когда в тектонической жизни и в процессе осадконакопления в бассейне не происходило никаких заметных изменений. То же самое можно сказать и о границе между средним и поздним ордовиком, соответствующей середине позднекарадокского этапа, когда в бассейне также не происходило существенных изменений. С другой стороны, один из наиболее важных переломных моментов в геологическом развитии бассейна — начало раннекарадокского этапа — падает на середину среднеордовикской эпохи.

Несовпадение границ этапов развития Балтийского бассейна с границами эпох ордовика вызывает необходимость коротко остановиться на вопросах расчленения данного периода.

В настоящее время, как известно, для большинства стран мира принято трехчленное деление ордовикской системы с границами среднего отдела, проведенными по подошвам зон *Didymograptus bifidus* и *Pleurograptus linearis*. Это деление было разработано (в Северной Америке) еще в конце прошлого — начале текущего столетия на основании особенностей развития фауны и крупных трансгрессий североамериканского эпиконтинентального моря.

Хотя первые попытки внедрения этих отделов в Европе были сделаны еще в первые десятилетия XX века (Raymond, 1916), они нашли широкое применение в геологической практике лишь в послевоенные годы, особенно в связи с принятием в СССР ордовика в качестве самостоятельной системы. В настоящее время трехчленное деление в ряде стран, в том числе и в СССР, так глубоко внедрилось в практику, что многим исследователям, очевидно, оно кажется универсальным, единственно правильным и возможным способом расчленения данной системы.

Нельзя забывать, однако, что это деление основывается на развитии фауны платформенных областей и до сих пор не нашло применения в расчленении геосинклинальных отложений, представленных граптолито-

выми фациями. Так, в Англии, как известно, отделы не выделяются, и ордовик непосредственно подразделяется на шесть ярусов (включая тремадок). В Австралии трехчленное деление хотя и применяется, но объемы его отделов коренным образом отличаются от общепринятых. Аналогичная схема принята также во Франции. Кроме того, заслуживает внимания тот факт, что ряд исследователей в Северной Америке, в том числе такие видные знатоки ордовика, как Р. Басслер и Э. Ульрих, никогда не пользовались трехчленным делением, выделяя в ордовике (в современном объеме) шесть подразделений. Следует добавить, что известный стратиграф М. Кэй также не пользуется отделами, а предлагает расчленять ордовик Северной Америки на пять серий (Kay, 1960, 1961).

Трехчленное деление ордовика, принятое в СССР, по-видимому, как и всякое другое деление его, не является абсолютным и имеет недостатки, из которых, на наш взгляд, наиболее существенны следующие.

Границы отделов при трехчленном делении ордовика, видимо, не совпадают с наиболее существенными переломными моментами геологического развития земной коры и тем самым, очевидно, с наиболее четкими рубежами в развитии мировой фауны. Так, в схеме трехчленного деления не отражаются такие рубежи, как граница между тремадоком и аренигом, лландейло и карадоком и карадоком и ашгиллем. Важное значение указанных границ общеизвестно и не требует специального рассмотрения, отметим лишь, что первая и третья из них в некоторых стратиграфических схемах служили и отчасти служат еще и в настоящее время границами ордовика. Что касается второй границы (основание карадока), то она представляет важный и стратиграфически легко прослеживаемый рубеж в развитии граптолитовой фауны, послуживший основанием для выделения серии Бала в Англии и для проведения границы между средним и верхним отделами ордовика в Австралии (см., например, Bulman, 1958; Thomas, 1960).

Указанные три рубежа не совпадают с границами отделов, а проходят по их средним частям. В результате этого отделы в значительной степени теряют свою целостность, а их границы — относительную резкость, столь необходимую для их успешного проведения. Все это затрудняет определение единых для всего мира отделов и их границ и уже послужило основанием для рассмотрения отделов ордовика как серий ограниченного географического значения (Jaanusson, 1960c). С другой стороны, отсутствие единых объемов отделов рано или поздно приведет к тому, что они потеряют для стратиграфа и палеонтолога свое значение, и заставит их пользоваться только ярусным делением. Последнее, однако, поскольку речь идет о типовых ярусах английской схемы, в принятом в настоящее время виде довольно несовершенно.

В свете изложенного и особенно с точки зрения оценки стратиграфического значения выделенных нами основных этапов развития Балтийского бассейна большой интерес представляет статья Х. Виттингтона и А. Вильямса (Whittington and Williams, 1964), которые, указывая на условность трехчленного деления ордовика и следуя Ч. Лэпуорсу (Lapworth, 1880), предлагают подразделять ордовик лишь на два отдела с границей между ними, проводимой по основанию карадокского яруса. В начале карадока происходили существенные перемещения ракушечных фаун и быстрое расселение фауны лептограптид, в результате чего соответствующий стратиграфический рубеж является одной из наиболее четких маркирующих границ как в платформенных, так и в геосинклинальных областях.

Не собираясь отдавать предпочтение двухчленному делению ордо-

викской системы перед трехчленным, отметим лишь, что ход геологического развития Балтийского бассейна лучше согласуется с первым, чем со вторым делением. Это имеет существенное значение для разработки единого ярусного деления ордовикских отложений данной территории, так как указывает на условность принятых границ отделов. При современном уровне наших знаний и состоянии вопроса о расчленении ордовикской системы, очевидно, нет необходимости при разработке местных ярусных схем исходить из принятых границ отделов. Такое положение вещей освобождает нас от заранее определенных границ и позволяет выделить местные ярусы, основывающиеся только на закономерностях развития данной территории и ее населения.

Ниже попытаемся наметить единые местные ярусы ордовика Балтийского бассейна и их границы, исходя из этапов геологического развития территории и подразделений ярусной категории, ранее разработанных для отдельных частей бассейна на биостратических основах.

Как уже сказано, тремадокский и ашгилльский этапы развития бассейна точно совпадают с соответствующими стратиграфическими подразделениями и поэтому нет необходимости на них останавливаться.

Следующий за тремадоком аренигско-лландейльский этап развития бассейна, однако, состоит уже из двух четких этапов развития фауны. Граница между ними совпадает с основанием азериского горизонта и маркируется существенным обновлением ракушечной фауны на всех изученных участках бассейна. Эта граница принята во всех современных стратиграфических схемах Балтоскандии, как граница между нижним и средним ордовиком. На основе ее выделен специальный местный ярус — «группа В» стратиграфической схемы Ф. Б. Шмидта (1881), или онтикаский ярус схемы Кальо, Рыымусокса и Мянниля (1958), соответствующий аренигу и нижней половине лланвирна английской схемы. Нам кажется, что онтикаский ярус относится, наряду с тремадокским и ашгилльским, к наиболее хорошо обоснованным и четким подразделениям ярусной категории рассматриваемой стратиграфической схемы.

Определенные затруднения возникают в связи с проведением верхней границы следующего яруса, по объему грубо соответствующего огигиокарисовой серии норвежской схемы и таллинским слоям в понимании ленинградских авторов (= C_1 схемы Ф. Б. Шмидта). В Скандинавском регионе бассейна верхняя граница данного стратиграфического подразделения фаунистически достаточно четкая и совпадает с основанием ампиксового известняка Норвегии и известняка Далбю Швеции и уже давно зафиксирована в стратиграфических схемах как нижняя граница хасмопсовой серии. Этот уровень коррелируется с основанием карадока английской схемы и, как указывалось выше, четко маркирован в развитии территории бассейна, будучи связан с перестройкой плана тектонических движений и с важными изменениями в процессе осадконакопления.

В Прибалтийском регионе бассейна, однако, соответствующая граница — основание кукрузеского горизонта — биостратиграфически очень слабо выражена, и, за исключением стратиграфических схем Х. Беккера 1923 г. и Р. Мянниля 1958 г., никогда не служила границей между подразделениями ярусной или более высокой категории. Таковой служили здесь подошвы либо ласнамягиского или ухакуского (Orviku, 1929; Öpik, 1930a; Jaanusson, 1945; Рыымусокс, 1956), либо идавереского или йыхвиского (Schmidt, 1881; Рыымусокс, 1956, 1960а, б; Алихова, 1960а; и др.) горизонта. Отсутствие четких изменений фауны в начале кукрузеского времени в прибалтийской части бассейна, особенно на территории Северной Эстонии и в западных районах Ленинградской

области, возможно, связано с развитием здесь специфической кукерситовой литофации. Так или иначе, наличию «старой» фауны в кукрузеское время в указанной части бассейна нельзя, видимо, придавать решающего значения при проведении границы между едиными ярусами бассейна. На этом основании мы предлагаем провести рассматриваемую границу ярусов по подошве кукрузеского горизонта.

В принятом объеме данный ярус сопоставляется с верхней половиной лланвирна и лландейло современной английской схемы и точно совпадает с таллинским горизонтом унифицированной региональной схемы Русской платформы, принятой МСК в 1962 г. Этот ярус может быть назван таллинским, несмотря на то, что соответствующее название было первоначально предложено только для обозначения совокупности ласнамягиского и ухакуского горизонтов (Bekker, 1923; см. Мянниль, 1958б).

Отложения, залегающие между таллинским и ашгилльским ярусами и соответствующие карадоку английской схемы, по меньшей мере на рассматриваемой территории биостратиграфически настолько различны, что не могут быть объединены в единый ярус. В большинстве стратиграфических схем Балтоскандии эти отложения подразделены на две части, которые обоснованно рассматриваются как самостоятельные ярусы. Однако геологи по вопросу проведения границы между ними не пришли к единому мнению; в Прибалтике ее проводили на основании различных критериев то по подошве оандуского, то по подошве или кровле раквереского горизонта, а в Скандинавии — почти единогласно по основанию третасписовых слоев.

Основанием для проведения границы по подошве оандуского горизонта послужило существенное обновление фауны в Северной Эстонии (Jaanusson, 1945; Рыымусокс, 1956). Во всех других случаях эта граница в Прибалтике проводилась исходя лишь из соображений корреляционного характера, т. е. ее проводили как границу между средним и верхним ордовиком. В ряде районов Скандинавии принятая граница фаунистически четкая, что, видимо, обусловлено прежде всего изменением литологического характера отложений. В тех районах, где литология существенно не изменяется (местами в Средней Швеции, в Средней Прибалтике), резких фаунистических изменений, однако, не наблюдается.

В общем, по сравнению с ниже- и вышележащими слоями, рассматриваемые пограничные отложения на всей территории бассейна фаунистически слабо изучены. Кроме того, принятая в данной работе корреляция этих отложений в ряде случаев носит еще условный характер и палеонтологически недостаточно обоснована прежде всего вследствие редкости остатков фауны и фациального разнообразия отложений. Все это заставляет нас оставить вопрос о расположении границы между рассматриваемыми местными ярусами открытым. Проведение ее по основанию оандуского горизонта (табл. 8) следует считать условным.

Таким образом, в едином ярусном делении ордовикских отложений Балтийского бассейна намечается шесть подразделений: тремадокский, онтикаский, таллинский, нижнекарадокский, верхнекарадокский и ашгилльский ярусы с границами между ними, совпадающими с подошвами граптолитовых зон *Didymograptus extensus*, *Didymograptus murchisoni*, *Nemagraptus gracilis*, *Dicranograptus clingani* (или *Pleurograptus linearis*) и *Dicellograptus complanatus*.

Дальнейшие биостратирафические исследования должны проверить обоснованность проведения границ этих местных ярусов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе сделана попытка обобщить данные по стратиграфии, литофациям и палеогеографии ордовикских отложений Балтийского бассейна и геологическому развитию его территории.

В основу работы легли, помимо литературных данных, результаты биостратиграфического изучения опорных буровых разрезов Средней Прибалтики, позволивших путем послойного сопоставления отложений впервые достоверно увязать между собой разрезы прибалтийского и скандинавского типов и тем самым применить для расчленения отложений бассейна единую стратиграфическую схему.

За основу единой схемы в работе приняты горизонты стратиграфической схемы Прибалтики, причем в состав последней включены цератопигевый и латорпский горизонты (со скандинавскими стратотипами), уточнены объемы некоторых среднеордовикских горизонтов и их возраст. При сопоставлениях наряду с фаунистическими данными большое внимание уделялось литологическим критериям, особенно маркирующим прослоям метабентонитов.

В процессе работы выяснилось, что принятая стратиграфическая схема в некоторой мере несовершенна. Для устранения имеющихся недостатков специальные биостратиграфические исследования необходимо провести с охватом опорных разрезов всех основных фациальных зон бассейна и монографически обработать ряд стратиграфически важных групп фауны.

Составление для отдельных районов бассейна местных хроностратиграфических схем в части горизонтов или подразделений более высоких категорий следует в настоящее время признать нецелесообразным.

Основываясь на единой стратиграфической схеме и принятой корреляции отложений, для ордовика бассейна были составлены карты фаций (всего 21 карта), анализ которых позволил выявить основные черты палеогеографии территории бассейна, закономерности распределения в нем литофаций и фауны, а также проследить историю геологического развития бассейна в данный период.

В бассейне выделяются два четко разграниченных палеогеографических региона — Прибалтийский и Скандинавский и ряд фациальных зон (Ослоская, Сконенская, Шведско-Латвийская, Эстонская, Литовская), интерпретируемых как участки бассейна с определенными глубинами, специфическими условиями осадконакопления и составом фауны.

Фауны прибалтийской и скандинавской частей бассейна по составу различны и представляют собой, видимо, фауны двух самостоятельных

биогеографических районов. Граница между этими районами была весьма устойчивой на протяжении почти всего ордовика.

Сравнительно высокая степень эндемичности ордовикской фауны Прибалтийского региона позволяет заключить, что эта часть бассейна сообщалась с другими морскими бассейнами только через пролив, расположенный на территории современной Прибалтики. Отложения ордовика на этом участке, в отличие от других районов бассейна, почти целиком сохранились. Это дает возможность проследить почти за весь ордовикский период развитие взаимосвязей между фауной огромного Прибалтийского залива, как одного из центров эволюционного развития древней фауны, и других морей. Результаты соответствующих исследований, видимо, могут оказаться весьма ценными для понимания сложного процесса развития древнепалеозойских морских фаун, а также эволюционного развития морских организмов. Это явится, очевидно, одной из основных задач и целей дальнейшего изучения ордовикских фаун Балтийского бассейна.

Анализ карт фаций, составленных по коротким геохронологическим интервалам, позволил установить в геологическом развитии Балтийского бассейна в ордовике пять главных этапов: тремадокский, аренигско-лландейльский, раннекарадокский, позднекарадокский и ашгилльский. Два первых из них в грубых чертах соответствуют трансгрессивной стадии развития бассейна, два последующих — стадии относительно стабильного его состояния и последний — регрессивной стадии развития.

Границы основных этапов развития бассейна, как правило, не совпадают с границами существующих местных ярусов и отделов ордовика, причем несовпадение с границами подразделений прибалтийских стратиграфических схем более значительное, чем с подразделениями скандинавских схем. Наблюдаемое несовпадение этапов развития бассейна и стратиграфических подразделений обусловлено отчасти тем, что фаунистические границы не всегда совпадают с рубежами геологического развития бассейна, а также тем, что местные ярусы выделялись или по фаунистическим изменениям узкоместного значения, или на корреляционных основаниях.

Несоответствие местных ярусов прибалтийских схем этапам геологического развития бассейна связано, очевидно, с эндемичностью и спецификой развития фауны восточных районов, что необходимо учитывать при разработке единой ярусной схемы расчленения отложений Балтийской биогеографической провинции. В настоящее время можно наметить шесть таких ярусов: тремадокский, онтикаский, таллинский, нижнекарадокский, верхнекарадокский и ашгилльский, соответствующих основным этапам развития бассейна и его населения. Однако границы этих ярусов, как и этапов развития бассейна, не согласуются с принятыми границами отделов ордовикской системы.

Нижняя граница среднего ордовика, проводимая в общем по подошве зоны *Didymograptus bifidus*, соответствует середине аренигско-лландейльского этапа развития бассейна и находится ниже основания таллинского яруса; верхняя же граница среднего ордовика, проводимая по кровле зоны *Dicranograptus clingani*, совпадает с серединой позднекарадокского этапа и, видимо, также с серединой верхнекарадокского яруса. Наряду с этим такие существенные биостратиграфические границы, как основания аренига, карадока и ашгилля, очень четко маркированные также в развитии Балтийского бассейна, в трехчленной схеме деления ордовикской системы вообще не отражаются.

В свете приведенных данных заслуживает внимания предложение некоторых зарубежных исследователей расчленять ордовикскую систему не на три, а лишь на два отдела, с границей между ними, проводимой по основанию карадока. Такое предложение вряд ли будет принято преобладающим большинством стратиграфов, но оно заставляет нас обратить самое серьезное внимание на общие вопросы расчленения ордовикской системы. Дальнейшее изучение развития Балтийского бассейна и его населения, равно как и других ордовикских бассейнов, должно играть в решении этих проблем основную роль.

ЛИТЕРАТУРА

Аалоэ А. О. 1960. Новое в стратиграфии силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.

Алексеев Ф. А. 1947. К схеме тектоники северо-западной части СССР. Докл. АН СССР, т. LVI, № 7.

Алихова Т. Н. 1953. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. М.

Алихова Т. Н. 1957. К вопросу о расчленении ордовикской системы. Сов. геол., № 55.

Алихова Т. Н. 1958а. Ордовикская система. В кн.: Геологическое строение СССР. Том I. Стратиграфия. М.

Алихова Т. Н. 1958б. О границе между ордовиком и кембрием в северо-западной части Русской платформы. Сов. геол., № 10.

Алихова Т. Н. 1960а. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. Госгеолтехиздат, М.

Алихова Т. Н. 1960б. Корреляция ордовикских отложений европейской части СССР и Западной Европы. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.

Алихова Т. Н., Балашова Е. А. и Балашов З. Г. 1954. Полевой атлас характерных комплексов фауны отложений ордовика и готландия южной части Литовской ССР. Госгеолиздат, М.

Асаткин Б. П. 1931. Новые данные по стратиграфии силура Ленинградской области. Изв. Всесоюз. геол.-развед. объед., вып. 81.

Асаткин Б. П. 1933. Выход докембрийских кристаллических пород и дислоцированного палеозоя в западной части Ленинградской области. Докл. АН СССР, № 5.

Асаткин Б. П. 1934. К вопросу изучения тектоники Ленинградской области. Изв. Лен. геол.-гидрогеодез. треста, № 1.

Асаткин Б. П. 1937а. Сланценосность нижнего силура Ленинградской области. В сб.: К 45-летию научной деятельности действительного члена ЦНИГРИ доктора геологических наук Н. Ф. Погребова. Л.—М.

Асаткин Б. П. 1937б. Вопросы тектоники и проблема интрузии в южной части Ленинградской области. Пробл. сов. геол., № 5—6.

Асаткин Б. П. 1938. Гдовские дислокации (Ленинградская обл.). Тр. Лен. геол. треста, вып. 14.

Астрова Г. Г. 1960. Стратиграфическое распространение мшанок в ордовике и силуре СССР и Северной Америки. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.

Астрова Г. Г. 1964. Морфология, история развития и система ордовикских и силурийских мшанок. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. докт. биол. наук. АН СССР. Палеонтол. ин-т.

Астрова Г. Г. 1965. Морфология, история развития и система ордовикских и силурийских мшанок. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. CVI.

Балашов З. Г. 1960. К вопросу о природе ордовикской фауны в районе дер. Мишина Гора. Вестник ЛГУ, № 6, сер. геол. и геогр., вып. 1.

Балашова Е. А. 1953. К истории развития рода *Asaphus* в ордовике Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78.

Балашова Е. А. 1964. Морфология, филогения и стратиграфическое значение раннеордовикского подсемейства Ptychopyginae Прибалтики. Вопросы палеонтологии, т. IV. Л.

Балашова Е. А. и Балашов З. Г. 1959. К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика северо-запада Русской платформы. Уч. зап. ЛГУ, 268, сер. геол. наук, вып. 10.

Балашова Е. А. и Балашов З. Г. 1961. К стратиграфии эхиносферитового известняка Ленинградской области. Вестник ЛГУ, № 12; сер. геол. и геогр., вып. 2.

Бауков С. С. 1956. Геотектонические условия сланценакопления. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I.

Бондарев В. И. 1960. Ордовик Советской Арктики. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.

Вахер Р. М., Кууспалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. 1964. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин.

Вийра В. Я. 1966. Распространение конодонтов в нижнеордовикских отложениях разреза Сухкрумяги (г. Таллин). Изв. АН ЭССР, т. XV, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 1.

Бишняков С. Г. и Геккер Р. Ф. 1937. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. В сб.: К 45-летию научной деятельности действительного члена ЦНИГРИ доктора геологических наук Н. Ф. Погребова. Л.—М.

Голубцов В. К., Махнач А. С. 1961. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Изд-во АН БССР, Минск.

Геккер Р. Ф. 1923. Эхиносфериды русского силура. Тр. Геол. и минерал. музея им. Петра Великого Росс. Акад. наук, т. IV, вып. 1. Петроград.

Геккер Р. Ф. 1958 Новые данные о роде *Achradocystites* (Echinodermata, Paracrinoidea). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.

Геккер Р. Ф. 1960. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна. (К вопросу о типах каменного морского дна.) Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.

Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. 1960. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 12. Региональная палеогеография. М.

Далинкевичюс И. 1960. Основные черты тектоники и тектонического развития Южной Прибалтики. Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР, научн. сообщения, т. XII.

Дикенштейн Г. Х. 1953. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое. Бюлл. Московского о-ва испыт. природы, отд. геол., XXVIII, № 4.

Дикенштейн Г. Х. 1958. История геологического развития Прибалтики и Белоруссии в палеозойскую эру. Тр. Всес. научн.-иссл. геологоразв. нефт. ин-та, вып. 10.

Дилакторский Н. Л., Бауков С. С., Дилакторская М. М. 1961. Опыт применения седиментометрического анализа для выяснения условий сланценакопления. Изв. АН ЭССР, т. X, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 2.

Жданов В. В. 1964. История тектоно-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии. В сб.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Изд-во «Наука», М.

Иванов А. Н. и Мягкова Е. И. 1950. Определитель фауны ордовика западного склона Среднего Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 18.

Иванов А. Н. и Мягкова Е. И. 1955. Описание фауны отложений ордовика западного склона Среднего Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 23.

Инданс А. П. 1962. Тектоническая структура Латвии и ее развитие в палеозое. Рига.

Кала Э. А., Менс К. А. и Ундритс Л. А. 1962. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.

Кальо Д. Л., Рыымусокс А. К. и Мянниль Р. М. 1958. О сериях прибалтийского ордовика и их значении. Изв. АН ЭССР, т. VII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 1.

Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р., Нестор Х. Э. 1963. Некоторые общие черты фауны кораллов и строматопороидей ашгилля Эстонии и Норвегии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.

Карпицкий В. Я. 1966. Основные черты геологического развития Западной Латвии в раннем палеозое. Изв. АН ЭССР, т. XV, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 1.

Каяк К. Ф. 1962. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Келлер Б. М. 1954. Типовые разрезы ордовика. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 154.
Коркутис В. А. 1963. Некоторые данные о литостратиграфии тискреской свиты, «оболовых» слоев и лээтсеского горизонта и их положении в разрезе кембрия-ордовика в Литовской ССР. В сб.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс.
Котлуков В. А. и Митгарц Б. Б. 1955. Структурно-тектонические особенности северной части Прибалтики в пределах листа 0—35. Госгеолтехиздат, М.
Кудрявцев Н. А. 1960. Тектоника. В кн.: Геология СССР, том XXVIII. Эстонская ССР. М.
Ламанский В. В. 1905. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 26.
Люткевич Е. М. 1939. Иевский ярус силурийского плато Прибалтики. Бюлл. Московского о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XVII, № 4—5.
Люткевич Е. М., Пейсик М. И. 1957. Север Русской платформы. В сб.: Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. 2. Тр. ВНИГРИ, вып. 101.
Маркин В. В. 1960. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. 111.
Мююрисепп К. 1958. Литостратиграфия пакеройтского горизонта в Эстонской ССР. Тезисы докл. научн. сессии, посвящ. 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Ин-т геол. АН ЭССР.
Мянниль Р. 1957. *Estoniops* — новый род трилобитов из семейства Phacopidae. Изв. АН ЭССР. т. VI, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 4.
Мянниль Р. М. 1958а. К стратиграфии набалаского горизонта (F_1a) верхнего ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.
Мянниль Р. М. 1958б. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_{II}, ордовик) в Эстонии, Изв. АН ЭССР, т. VII, сер. техн. и физ.-мат. наук, № 3.
Мянниль Р. М. 1958в. Ордовикская система. В кн.: Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР, под общей редакцией К. К. Орвику. Ин-т геол. АН ЭССР.
Мянниль Р. 1958г. Стратиграфия и палеогеография оандуского горизонта (D_{III}) в Эстонии. Тезисы докл. научн. сессии, посвящ. 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Ин-т геол. АН ЭССР.
Мянниль Р. М. 1958д. Трилобиты семейств Cheiruridae и Encrinuridae из Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
Мянниль Р. М. 1959а. Вопросы стратиграфии и мшанки ордовика Эстонии. Диссертация на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук. Ин-т геол. АН ЭССР.
Мянниль Р. М. 1959б. Вопросы стратиграфии и мшанки ордовика Эстонии. Автореферат диссертации на соискание уч. степ. канд. геол.-минерал. наук. АН ЭССР, Таллин.
Мянниль Р. М. 1959в. Новые представители рода *Hoplocrinus* из среднего ордовика Эстонии. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 75.
Мянниль Р. М. 1960а. О состоянии геологического изучения древнего палеозоя в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Мянниль Р. М. 1960б. Стратиграфия оандуского («вазалеммаского») горизонта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Мянниль Р. М. 1960в. Стратиграфическое значение мшанок ордовика Прибалтики. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
Мянниль Р. М. 1961. К морфологии полусферических мшанок отряда Trepostomata. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VI.
Мянниль Р. М. 1962а. Таксономия и морфология рода *Bothriocidaris* (Echinoidea). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, IX.
Мянниль Р. М. 1962б. Некоторые общие вопросы изучения стратиграфии древнего палеозоя Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Мянниль Р. М. 1962в. Фаунистическая характеристика поркуниского горизонта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Мянниль Р. М. 1963а. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.
Мянниль Р. М. 1963б. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.
Мянниль Р. М. 1963в. О распространении скандинавского фаунистического элемента в ордовике Прибалтики. Тезисы IX сессии Всесоюзн. палеонтол. о-ва. Л.
Мянниль Р. М. 1966. О вертикальных норках зарывания в ордовикских извест-

няках Прибалтики. В сб.: Организм и среда в геологическом прошлом. Изд-во «Наука».
Мянниль Р. М., Орвику К. К., Ряхни Э. Э. 1958. Путеводитель геологической экскурсии научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин.
Мянниль Р. М., Рымусокс А. К., Сарв Л. И. 1966. К общей биостратиграфической характеристике ордовикской фауны Прибалтики. Тр. VIII сессии Всесоюзн. палеонтол. общ-ва. Л.,
Мянниль Р. М., Рымусокс А. К., Соколов Б. С. и др. 1961. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. I. Поздний докембрий и палеозой. Листы 6—9. М.—Л.
Мянниль Р. М., Эйнасто Р. Э., и Хинтс Л. М. 1964. Изменение фауны на границе основных фациальных зон ордовика Прибалтики. Тезисы X сессии Всесоюзного палеонтол. о-ва. Л.
Нехорошев В. П. 1960. Значение мшанок для стратиграфии и палеогеографии ордовика СССР. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
Никифорова О. И., Обут А. М. 1960. Стратиграфия и палеогеография силурийских отложений СССР. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
Обут А. М. 1960а. Корреляция некоторых частей разреза ордовикских и силурийских отложений Эстонской ССР по граптолитам. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. V.
Обут А. М. 1960б. Зональное расчленение ордовика в СССР по граптолитам. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
Орвику К. 1958. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тезисы докл. научн. сессии.. посвящ. 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Ин-т геол. АН ЭССР.
Орвику К. К. 1960а. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Орвику К. К. 1960б. Литофациальные особенности ордовикских горизонтов волхов (B_{II}), кунда (B_{III}) и азери ($C_{I}a$) в северной части Эстонской ССР. Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
Пашкевичюс И. Ю. 1959. Ордовик. В кн.: Краткий очерк геологии Литовской ССР. Вильнюс.
Пашкевичюс И. 1960. Ордовик Литвы. В кн.: Сборник статей для XXI сессии Международного геологического конгресса. Вильнюс.
Пашкевичюс И. Ю. 1963. Стратиграфическая ревизия силурийских карбонатных отложений Южной Прибалтики. В сб.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс.
Романов Ф. И. и Зотова А. И. 1962. Южно-Калининградская (Нивенская) опорная скважина (Калининградская область). Тр. ВНИГРИ, вып. 197.
Рубель М. П. 1961. Брахиоподы надсемейств Orthacea, Dalmanellacea и Syntrophiacea из нижнего ордовика Прибалтики. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VI.
Рымусокс А. К. 1953. Новые данные о трилобитах рода *Chasmops* из ордовика Эстонской ССР. Юбилейный сборник О-ва естествоиспытателей при АН ЭССР.
Рымусокс А. К. 1956. Биостратиграфическое расчленение ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I.
Рымусокс А. К. 1957. Стратиграфия кукрузеского горизонта (C_{II}) Эстонской ССР. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 46.
Рымусокс А. К. 1959. Strophomenoidea ордовика и силура Эстонии I. Род *Sowerbyella* Jones. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 75.
Рымусокс А. К. 1960а. Ордовикская система. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М.
Рымусокс А. К. 1960б. Стратиграфия и палеогеография ордовика Эстонской ССР. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
Рымусокс А. К. 1962. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Рымусокс А. 1963. Strophomenoidea ордовика и силура Эстонии II. Новые роды и виды из харьюской серии. Изв. АН ЭССР, т. XII, сер. биол., № 3.
Рымусокс А. 1964. Некоторые брахиоподы из ордовика Эстонии. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 153.
Рымусокс А. К., Мянниль Р. М. 1960. К палеогеографии ордовика северо-западной части Русской платформы. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Рябинин В. Н. 1952. Некоторые стратиграфические выводы на основе изучения строматопороидей Эстонии. ВНИГРИ. Авторефераты научных трудов, вып. 8. Л.
Сарв Л. 1959. Остракоды ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, IV.

Сарв Л. И. 1960. Стратиграфическое распространение остракод ордовика Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Сергеева С. П. 1962. Стратиграфическое распространение конодонтов в нижнем ордовике Ленинградской области. Докл. АН СССР, т. 146, № 6.
Сергеева С. П. 1963. Нижнеордовикские конодонты Ленинградской области и их стратиграфическое значение. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук, ЛГУ.
Соколов Б. С. 1951. Табуляты палеозоя европейской части СССР, ч. I. Ордовик Западного Урала и Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 48.
Соколов Б. С. 1953. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. В сб.: Девон Русской платформы. Гостоптехиздат, М.—Л.
Соколов Б. С. 1960. Додевонская палеогеография Русской платформы и некоторые вопросы стратиграфии. В сб.: Материалы совещ. по стратиграфии силура и девона (докл. сов. геологов). Л.
Соколов Б. С. и 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., Алихова Т. Н., Келлер Б. М., Никифорова О. И., Обут А. М. 1960. Стратиграфия, корреляция и палеогеография ордовика СССР. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
Станкевич Л. И. 1955. Новые данные по стратиграфии нижнего ордовика Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 105, № 2.
Станкевич Л. И. 1961. Пестовская опорная скважина (Новгородская область). Тр. ВНИГРИ, вып. 182.
Стумбур К. А. 1962. О стратиграфии варангуской пачки. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Сувейздис П. И. 1964. Тектонические черты Польско-Литовской синеклизы и ее южного и восточного обрамления. В сб.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Изд-во «Наука», М.
Ульст Р. Ж. 1959. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и в нижнем и начале среднего палеозоя. Тр. Ин-та геол. и полезных ископаемых АН Латв. ССР, II.
Ульст Р. Ж. 1959. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них рассеянного органического вещества. Изд-во АН Латв. ССР, Рига.
Хабаков А. В. 1964. Упорядоченное залегание раковин эндоцератитов в аренигских слоях кунда в Прибалтике и некоторые проблемы динамической палеогеографии ордовика. Бюлл. Московского о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXIX, № 5.
Чихачев С. М. 1936. К вопросу о тектонике в Ленинградской области. Пробл. сов. геологии, № 8.
Чихачев С. М. и Некрасов Б. А. 1936. О геологических исследованиях в Гдовском районе летом 1935 г. Тр. Сов. секц. INQUA, вып. 11.
Эйнасто Р. Э. 1964. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин.
Юргенсон Э. А. 1958. Метобентониты Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.

Andersson, J. G. 1893. Über blöcke aus dem jüngeren Untersilur auf der Insel Öland forkommend. Öfvers. Kungl. Svenska Vetensk.-Akad. Förhandl., Årg. 50, Nr. 8.
Andersson, J. G. 1896. Über cambrische und silurische phosphoritführende Gesteine aus Schweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. II.
Bassler, R. S. 1911. The Early Paleozoic bryozoa of the Baltic provinces. Smiths. Inst. U. S. Nat. Mus., Bull. 77.
Bednarczyk, W. 1962. Dolny ordowik okolic wsi Kozieł w górach Swiętokrzyskich. «Ksiega pamiatk. czci prof. Jana Samsonowicza». Warszawa.
Bednarczyk, W. 1964. Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (oelandianu) regionu Kieleckiego gór Swiętokrzyskich. Birel. Geologiczny, t. 4.
Bekker, H. 1921. The Kuckers stage of the Ordovician rocks in NE Estonia. Acta et Comm. Univ. Tartuensis. A II.
Bekker, H. 1923. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. K/Ü Loodus. Tartu.
Bekker, H. 1924. Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A VI.
Bekker, H. 1925. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. Koguteos «Eesti». Tartu.

Biernat, G. 1964. *Obolus apollinis* Eichwald z otworu wiertniczego w Podporowsku. Kwart. geol., t. 8, Nr. 1.
Bohlin, B. 1949. The Asaphus limestone in northernmost Öland. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXIII.
Bohlin, B. 1955. The Lower Ordovician limestones between the Ceratopyge shale and the Platyurus Limestone of Böda Hamn. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXV.
Born, A. 1926. Das Ordovizium. In: Salomon, W. Grundzüge der Geologie, Bd. II. Stuttgart.
Brinkmann, R. 1935. Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. Geol. Rundschau, Bd. 26.
Brögger, W. C. 1882. Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker, ihre Gliederung, Fossilien, Schichtenstörungen und Contactmetamorphosen. Kristiania.
Brögger, W. C. 1884. Spaltenverwefungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt. Mag. für Nat., 28.
Brögger, W. C. 1887. Geologisk kart over öerne ved Kristiania. Nyt. Mag. für Nat., 31.
Bubnoff, S. 1941. Einführung in die Erdgeschichte. Akad. Verlag, Berlin.
Bubnoff, S. 1952. Fennosarmatia. Geologische Analyse des europäischen Kerngebietes. Akad. Verlag, Berlin.
Bulman, O. M. B. 1932. On the graptolites prepared by G. Holm. 1. Arkiv för Zool., Bd. 24A, Nr. 8.
Bulman, O. M. B. 1954. The graptolite fauna of the Dictyonema shales of the Oslo region. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 33.
Bulman, O. M. B. 1958. The sequence of graptolite faunas. Palaeonotology, vol. I, pt. 3.
Dean, W. T. 1960. The use of shelly faunas in a comparison of the Caradoc series in England. Wales and parts of Scandinavia. Rept. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, part 7. Copenhagen.
Eichwald, E. 1854. Die Grauwackenschichten von Lievland und Ehstland. Bull. Soc. Natural. Moscau, T. XXVIII. Nr. 1.
Ekström, G. 1937. Upper Didymograptus shale in Scania. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 403.
Frech, F. 1897. Lethaea geognostica. I Teil. Lethaea palaeozoica. 2. Band., 1. Liefe-. rung. Stuttgart.
Funkquist, H. P. A. 1919. Asaphusregionens omfattning i sydöstra Skånes och på Bornholm. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2.
Geijer, P. 1963. The Precambrian of Sweden. In: Rankama, K. (ed.). The geologic systems. The Precambrian, vol. I. Suffolk.
Glimberg, C. F. 1961. Middle and Upper Ordovician strata at Lindegård in the Fågelsång district, Scania, S. Sweden. Preliminary Report. Geol. Fören. Förhand., Bd 83, H. 1.
Hadding, A. 1913. Undre dicellograptusskifern i Skåne jämte några därmed ekvivalenta bildningar. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 9, Nr. 15.
Hadding, A. 1915a. Undre och mellersta dicellograptusskiffern i Skåne och på Bornholm. Medd. Dansk. Geol. Foren., vol. 4.
Hadding, A. 1915b. Der mittlere Dicellograptus-schiefer auf Bornholm. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 11, Nr. 4.
Hadding, A. 1958. The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. VII. Cambrian and Ordovician limestones. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 54. Nr. 5.
Hagemann, F. and Spjeldnaes, N. 1955. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 6. Notes on bentonites (K-bentonites) from the Oslo-Asker district. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 35.
Hede J. Ernhold. 1951. Boring through Middle-Ordovician — Upper Cambrian strata in the Fågelsång district, Scania (Sweden). 1. Succession encountered in the boring. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 46.
Hedström, H. 1896. Till frågan om fosforitlagrens uppträdande och förekomst i de geologiska formationerna. Geol. Fören Förhandl., Bd. 18.
Henningsmoen, G. 1948. The Tretaspis series of the Kullatorp core. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXII.
Henningsmoen, G. 1957. The trilobite family Olenidae with descriptions of Norwegian material and remarks on the Olenid and Tremadocian series. Skr. Norske Videnskaps-Akad. i Oslo. I Mat.-Naturw. Kl., Nr. 1.
Henningsmoen, G. 1960a. Cambro-Silurian deposits of the Oslo region. In: Strand, T. and Henningsmoen, G. Cambro-silurian stratigraphy. Reprint from Geology of Norway. Norges Geol. Unders., Nr. 208.
Henningsmoen, G. 1960b. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 13. Trilobites of the family Asaphidae. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 40.
Hessland, I. 1949a. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan district,

Sweden. I. Lower Ordovician ostracods of the Siljan district, Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXIII.
Hessland, I. 1949b. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan district, Sweden. IV. Lithogenesis and changes of level in the Siljan district during a period of the Lower Ordovician. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXIII.
Hessland, I. 1949c. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan district, Sweden. V. Notes on swedish *Ahtiella* species. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXIII.
Holm, G. 1893. Sveriges kambrisk-siluriska Hyolithidae och Conulariidae. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 112.
Holm, G. och Munthe, H. 1901. Kinnekulle, dess geologi och den tekniska användningen af dess bergarter. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 172.
Holtedahl, O. 1909. Studien über die Etage 4 des norwegischen Silursystems beim Mjösen. Kongl. Norsk Videnskapsselskapets Skr., I Math.-Naturw. Kl., Nr. 7.
Holtedahl, O. 1920. Paleogeography and diastrophism in the Atlantic-Arctic region during Paleozoic time. Am. Journ. Sci., IV Ser., vol. XLIX, No. 289.
Isberg, O. 1934. Studien über Lamellibranchiaten des Leptaenakalkes in Dalarna. Lund.
Jaanusson, V. 1940. Jooni ehituslubjakivist Tallinna ümbruses. «Loodusesõber», Aprill 1940. Tallinn.
Jaanusson, V. 1944. Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. Bull. Comm. Geol. Finlande, Nr. 132. Helsinki.
Jaanusson, V. 1945. Über die Stratigraphie der Viru- resp. Chasmops-Serie in Estland. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 67, H. 2.
Jaanusson, V., 1952. Untersuchungen über die Korngrösse der ordovizischen Kalksteine. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 74, H. 2.
Jaanusson, V. 1953. Über die Fauna des oberordovizischen Slandrom-Kalksteines im Siljan-Gebiet, Dalarna. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 75, H. 1.
Jaanusson, V., 1956. Untersuchungen über den oberordovizischen Lyckholm-Stufenkomplex in Estland. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXVI.
Jaanusson, V. 1957. Unterordovizische Illaeniden aus Skandinavien. Mit Bemerkungen über die Korrelation des Unterordoviziums. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXVII.
Jaanusson, B. 1958a. Macrourus limestone. In: Lexique Stratigraphique International, vol. I, fasc. 2c (Suède). Paris.
Jaanusson, V. 1958b. Orthoceratite limestone. In: Lexique Stratigraphique International, vol. I, fasc. 2c (Suède). Paris.
Jaanusson, V. 1960a. The Viruan (Middle Ordovician) of Öland. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXVIII.
Jaanusson, V. 1960b. Graptoloids from the Ontikan and Viruan (Ordov.) limestones of Estonia and Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXVIII.
Jaanusson, V. 1960c. On the series of the Ordovician system. Rept. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, pt. VII. Copenhagen.
Jaanusson, V. 1961. Discontinuity surfaces in limestones. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XL.
Jaanusson, V. 1962. The Lower and Middle Viruan sequence in two borings in Östergötland, Central Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXIX.
Jaanusson, V. 1963a. Classification of the Harjuan (Upper Ordovician) rocks of the mainland of Sweden. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 85.
Jaanusson, V. 1963.b. Lower and Middle Viruan (Middle Ordovician) of the Siljan district. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XLII.
Jaanusson, V. 1964. The Viruan (Middle Ordovician) of Kinnekulle and Northern Billingen, Västergötland. Bull. Geol. Inst. Uppsala. vol. XLIII.
Jaanusson, V. and Martna, J. 1948. A section from the Upper Chasmops series to the Lower Tretaspis series at Fjäcka rivulet in the Siljan area, Dalarne. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXII.
Jaanusson, V. und Mutvei, H. 1951. Ein Profil durch den Vaginatum-Kalkstein im Siljan-Gebiet, Dalarna. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 73, H. 4.
Jaanusson, V. und Mutvei, H. 1953. Stratigraphie und Lithologie der unterordovizischen Platyurus-Stufe im Siljan-Gebiet, Dalarna. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXV.
Jaanusson, V. and Strachan, I. 1954. Correlation of the scandinavian Middle Ordovician with the graptolite succession. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 76, H. 4.
Jaanusson, V. and Skoglund, R. 1963. Graptoloids from the Viruan (Ordovician) Dalby and Skagen limestones of Västergötland. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 85.
Jürgenson, E. 1953. D_I—D_{III} lademete (ordoviitsium) litoloogia ENSV-s. Dissertatsioon. ENSV TA Geoloogia Instituut.

Jürgenson, E. 1961. Ordoviitsiumi ja siluri kihtidest Vidzõ puuraugus Valgevene NSV-s. Geoloogilised märkmed 1. ENSV TA Loodusuurijate Selts. Tallinn.
Kautzky, G. 1949. Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der skandinavischen Kaledoniden. Geol. Fören Förhandl., Bd. 71.
Kay, M. 1960. Classification of the Ordovician system in North America. Rept. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, pt. VII. Copenhagen.
Kay, M. 1961. Ordovician system. In: Encyclopaedia Britannica. London.
Kiaer, J. 1897. Faunistische Uebersicht der Etage 5 des norwegischen Silursystems. Kongl. Norsk Videnskapsselskapets Skr. Nr. 3.
Kiaer, J. 1901. Etage 5 i Asker. Norges Geol. Unders., Nr. 34 (Aarbog for 1902). Kristiania.
Kiaer, J. 1908. Das Obersilur im Kristianiagebiete. Kongl. Norsk Videnskapsselskapets Skr. I Math.-Naturw. Kl., 1906.
Kiaer, J. 1920. Oversigt over kalkalgefloraene i Norges Ordovicium og Silur. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 6.
Kiaer, J. 1926. Sphaeronidkalken på Hadeland. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 9.
Kielan, Z. 1956. Stratygrafia górnego ordoviku w górach Swietokrzyskich. Acta Geol. Pol., 6, Nr. 3.
Kielan, Z. 1959. Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. Paleontol. Polonica, Nr. 11.
Krynine, P. D. 1949. The origin of red beds. N. Y. Acad. Science. Trans., ser. II, vol. 2.
Kulling, O. 1942. Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens Län. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 445; Årsbok 36, Nr. 2.
Kupffer, A. 1870. Über die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl. I. Ser. V. Bd. Dorpat.
Lapworth, C. 1880. On the geological distribution of the Rhabdophora. Ann. Mag. Nat. Hist., vol. 6, p. 16—29, 185—207.
Lindström, M. 1953. On the Lower Chasmops beds in the Fågelsång district (Scania). Geol. Fören. Förhandl., Bd. 75, H. 2.
Lindström, M. 1955. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 76, H. 4.
Lindström, M. 1960. A Lower-Middle Ordovician succession of conodont faunas. Rept. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden, pt. VII. Copenhagen.
Lindström, M. 1963. Sedimentary folds and the development of limestone in an Early Ordovician sea. Sedimentology, 2. Amsterdam.
Linnarsson, G. 1869. Om Vestergötlands cambriska och siluriska aflagringar. Kungl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl., Bd. 8, Nr. 2.
Linnarsson, G. 1871. Jämförelse mellan de siluriska aflagringarna i Dalarna och i Vestergötland. Öfvers. Kungl. Vetensk.-Akad. Förhandl., Årg. 28, Nr. 3.
Linnarsson, G. 1875a. Beskrifning till kartbladet «Latorp». Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, Nr. 55.
Linnarsson, G. 1875b. Öfversigt af Nerikes övergangsbildningar. Öfvers. Kungl. Vetensk.-Akad. Förhandl., Nr. 5.
Linnarsson, G. 1879. Jaktagelser öfver de graptolit-förande skiffrarne i Skåne. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 4, H. 8.
Linnarsson, G. och Tullberg, S. 1882. Beskrifning till kartbladet Vreta Kloster. Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, Nr. 83.
Loog, A. 1964. Pakerordi lademe litostratigraafilisest liigestusest avamusel. VII Eesti Loodusuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu.
Martna, J. 1955. Studies on the Macrourus and Slandrom formations I. Shell fragment frequences of the Macrourus formation and adjacent strata at Fjäcka, Gräsgård and File Haidar. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 77.
Martna, J. 1957. Notes on the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Tapa district, Estonia. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 79.
Moberg, J. C. 1890. Om en afdelning inom ölands Dictyonemaskiffer i Norge samt anteckningar om ölands ortocerkalk. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 109.
Moberg, J. C. 1911. Historical-stratigraphical review of the Silurian of Sweden. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 229.
Moberg, J. C. och Segerberg, C. O. 1906. Bidrag till känedomen om Ceratopygeregionen med särskild hänsyn till dess utveckling i Fogelsångstrakten. Lunds Univ. Årskr., N. F., Avd. 2, Bd. 2, Nr. 7.
Monsen, A. 1925. Über eine neue ordovizische Graptolithenfauna. Norsk Geol. Tidsskr., vol. VIII, pt. 3.
Monsen, A. 1937. Die Graptolithenfauna im untern Didymograptusschiefer (Phyllograptus-schiefer) Norwegens. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 16.
Männil, R. 1961a. Kunda lademe faunast ja paleoökoloogiast avamuse loodeosas. Geoloogiline kogumik. ENSV TA Loodusuurijate Selts. Tartu.

Männil, R. 1961b. Lubivetikate levikust Eesti aluspõhjas. VI Eesti Loodusuurijate päev. Ettekannete teesid. ENSV TA Loodusuurijate Selts. Tartu.
Männil, R. 1964. Ordoviitsiumi setete fatsiaalsest vööndilisusest Baltikumis. VII Eesti loodusuurijate päev. Ettekannete teesid. ENSV TA Loodusuurijate Selts. Tartu.
Nilsson, R. 1951. Till kännedomen om ordovicium i sydöstra Skåne. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 73, H. 4.
Nilsson, R. 1960. A preliminary report on a boring through Middle Ordovician strata in western Scania (Sweden). Geol. Fören Förhandl., Bd. 82.
Olin, E. 1906. Om de Chasmopskalken och Trinucleusskriffern motsvarande bildningarna i Skåne. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 2, Nr. 3.
Orviku (Jaanson), K. 1927a. Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti I. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XI; Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., Nr. 5.
Orviku, K. 1927b. Rautenvariationen bei *Echinosphaerites aurantium* Gyll. und ihre stratigraphische Verbreitung im estnischen Ordovizium. Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., Nr. 8.
Orviku, K. 1929. Uhaku. Kirde-Eesti karstiala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., Nr. 14.
Orviku, K. 1940. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland) I. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XXXVI.
Orviku, K. 1961. Diskontinuiteedipinnad volhovi ja kunda lademes. Geoloogiline kogumik. ENSV TA Loodusuurijate Selts. Tartu.
Paškevičius, J. 1957. Lietuvos TSR teritorijos viršutinio ordoviko stratigrafija. Lietuvos TSR Mokslu Akad. Darbai, ser. B, 2.
Poulsen, C. 1922. Om Dictyograptusskiferen paa Bornholm. Medd. Dansk Geol. Foren., vol. 6.
Poulsen, C. 1936. Übersicht über das Ordovizium von Bornholm. Medd. Dansk Geol. Foren., vol. 9.
Poulsen, Chr. 1960. The palaeozoic of Bornholm. Intern., Geol. Congr., XXI Session, Norden. Guide to excursions Nos A 46 and C 41. Copenhagen.
Raymond, P. 1916. The correlation of the Ordovician strata of the Baltic basin with those of Eastern North America. Bull. Mus. Compar. Zool. at Harvard College, vol. 56, No. 3.
Regnéll, G. 1960. The Lower Palaeozoic of Scania. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden. Guide to excursions Nos A 22 and C 17. Copenhagen.
Rõõmusoks, A. 1954. Kukruse lademe (C_{II}) stratigraafia ENSV-s. Dissertatsioon. Tartu Riiklik Ülikool.
Rõõmusoks, A. 1961. Porkuni lademe (F_{II}) vanusest. Geoloogilised märkmed 2. ENSV TA Loodusuurijate Selts. Tartu.
Schmidt, Fr. 1858. Untersuchungen über die silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Ösel. Archiv Naturk. Liv-, Ehst- und Kurlands. I ser., II Bd., Lief. 1. Dorpat.
Schmidt, Fr. 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht der ostbaltischen Silurgebiets. Abtheilung I. Mém. Acad. Sci. St. Pétersb. Sér. VII, t. XXX, № 1.
Schmidt, Fr. 1882. On the Silurian (and Cambrian) Strata of the Baltic Provinces of Russia, as compared with those of Scandinavia and the British Isles. Quart. Journal, vol. 38.
Schmidt, Fr. 1897. Excursion durch Estland. Guide des excursions de VII Congrès. Géol. Intern., pt. XII.
Schmidt, Fr. 1898. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abtheilung V. Asaphiden. Lieferung I. Mém. Acad. Sci. St. Pétersb. Sér. VIII, t. VI, № 11.
Schmidt, Fr. 1907. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abtheilung VI. Allgemeine Übersicht mit Nachträgen und Verbesserungen. Mém. Acad. Sci. St. Pétersb. Sér. VIII, t. XX, № 10.
Siegfried, P. Über das Pandersche Organ bei den Asaphiden des ostbaltischen Ordoviziums. Tartu Ülik. Geol. Instit. toim., Nr. 49.
Scupin, H. 1928. Algonkium, Paläozoikum und Mesozoikum. In: Ostbaltikum. T. 1. Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt, H. 9. Berlin.
Skjeseth, S. 1952. On the Lower Didymograptus zone (3b) at Ringsaker, and contemporaneous deposits in Scandinavia. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 30.
Skjeseth, S. 1963. Contributions to the Geology of the Mjøsa district and the classical sparagmite area in southern Norway. Norges Geol. Unders., Nr. 220. Oslo.
Skoglund, R. 1963. Uppermost Viruan and Lower Harjuan (Ordovician) stratigraphy of Västergötland, and Lower Harjun graptolite faunas of Central Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XLII.
Spjeldnaes, N. 1953. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 3. Graptolites dating the beds below the Middle Ordovician. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 31.

Spjeldnaes, N. 1957a. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 8. Brachiopods of the suborder Strophomenida. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 37, pt. 1.
Spjeldnaes, N. 1957b. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 9. Brachiopods of the family Porambonitidae. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 37, pt. 2.
Spjeldnaes, N. 1957c. The Silurian/Ordovician border in the Oslo district. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 37, pt. 3—4.
Spjeldnaes, N. 1961. Ordovician climatic zones. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 41.
Strachan, I. 1959. Graptolites from the Ludibundus beds (Middle Ordovician) of Tväreп, Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. 38.
Strand, T. 1933. The Upper Ordovician cephalopods of the Oslo area. Norsk Geol. Tidsskr., vol. XIV, pt. 1.
Störmer, L. 1930. Scandinavian Trinucleidae. Skr. Norske Videnskaps-Akad. i Oslo. I. Mat.-Naturw. Kl., Nr. 4.
Störmer, L. 1934. Cambro-Silurian zones of the Oslo region with a brief correlation between the British and Norwegian sections. In: Holtedahl et al.: The geology of parts of southern Norway. Proc. Geol. Assoc., vol. XLV, pt. 3. London.
Störmer, L. 1940. Dictyonema shales outside the Oslo region. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 20.
Störmer, L. 1945. Remarks on the Tretaspis (Trinucleus) shales of Hadeland, with description of trilobite faunas. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 25.
Störmer, L. 1953. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 1. Introduction to stratigraphy. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 31.
Sweet, W. C. 1958. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 10. Nautiloid Cephalopods. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 38, pt. 1.
Thomas, D. E. 1960. The zonal distribution of Australian graptolites. Journ. Roy. Soc. N. S, W., vol. 94.
Thorslund, P. 1935. Über den Brachiopodenschiefer und den jüngeren Riffkalk in Dalarna. Nova Acta Regiae Societ. Scientarum. Upsaliensis, ser. IV, vol. 9, Nr. 9.
Thorslund, P. 1936. Nägra stratigrafiska och tektoniska rön från Siljansområdet. Geol. Fören Förhandl., Bd. 58.
Thorslund, P. 1937. Notes on the Lower Ordovician of Falbygden. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXVII.
Thorslund, P. 1940. On the Chasmops series of Jemtland and Södermanland (Tväreп). Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 436; Årsbok 34, Nr. 6.
Thorslund, P. 1943. Gränsen ordovicium-silur inom Storsjöområdet i Jämtland. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 455.
Thorslund, P. 1948. The Chasmops series of the Kullatorp core. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXII.
Thorslund, P. 1958a. Djupborrningen på Gotska Sandön. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 80, H. 2.
Thorslund, P. 1958b. Dalmanitina beds. In: Lexique Stratigraphique International, vol. I, fasc. 2c (Suède). Paris.
Thorslund, P. 1960. The Cambro-Silurian of Sweden. Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden issued in 1958. Publ. Palaeontol. Inst. Univ. Uppsala, Nr. 31.
Thorslund, P. and Jaanusson, V. 1960. The Cambrian, Ordovician and Silurian in Västergötland, Närke, Dalarna and Jämtland, Central Sweden. Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden. Guide to excursions Nos A 23 and C 18. Copenhagen.
Thorslund, P. and Westergård A. H. 1938. Deep boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. Sver. Geol. Undersökn., Ser. C, Nr. 415; Årsbok 32, Nr. 5.
Tjernvik, T. 1956. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. 36.
Tjernvik, T. 1958a. The Tremadocian beds at Flagabro in South-Eastern Scania (Sweden). Geol. För. Förhandl., Bd. 80, H. 3.
Tjernvik, T. 1958b. Ceratopyge beds. In: Lexique Stratigraphique International, vol. I, fasc. 2c (Suède). Paris.
Tjernvik, T. 1960. The Lower Didymograptus shales of the Flagabro drilling core. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 82, H. 2.
Tomczyk, H. 1957. O facji graptolitowej karadoku Gór Swiętokrzyskich. Kwart. geol., t. 1, Nr. 3—4.
Tomczyk, H. 1959. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 3. Ordowik. Inst. Geol. Warszawa.
Tomczyk, H. 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w swietle ostatnich badan. Prace Inst. Geol., 35. Warszawa.
Tomczyk, H. 1963. Glowne problemy stratygrafii i paleogeografii ordowiku i syluru

zachodniego obrzezenia platformy prekambryjskiej Europy wschodniej. Prace Inst. Geol., 30. Warszawa.
Tomczykowa, E. 1964. Ordowik platformy wschodnioeuropejsiej na obszarze Polski. Kwart. geol., t. 8, Nr. 3.
Troedsson, G. T. 1918. Om Skånes brachiopodskiffer. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 15, Nr. 3.
Troedsson, G. T. 1921. Bidrag till kännedomen om Västergötlands yngsta ordovicium jämte ett försök till parallellisering av de ordovicisk-gotlandiska gränslager i Sverige och N. Amerika. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 17, Nr. 3.
Tullberg, S. A. 1882a. Skånes graptoliter. I. Allmän öfversigt öfver de siluriska bildningarne i Skåne. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 50.
Tullberg, S. A. 1882b. Förelöpande redogörelse för geologiska reser på Öland. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 53.
Twenhofel, W. H. 1916. The Silurian and high Ordovician strata of Estonia, Russia and their faunas. Bull. Mus. Comp. Zool. at Harvard College, vol. LVI, No. 4.
Törnquist, S. L. 1874. Om Siljantraktens paleozoiska formationsled. Öfvers. Kungl. Svenska Vetensk.-Akad. Förhandl., Årg. 31, Nr. 4.
Törnquist, S. L. 1883. Öfversigt öfver bergbyggnanden inom Siljansområdet i Dalarna med hänsyn företrädesvis fäst vid dess paleozoiska lag. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 57.
Waern, B. 1948. The Silurian strata of the Kullatorp core. In: Waern, B., Thorslund, P. and Henningsmoen, G. Deep boring through Ordovician and Silurian strata at Kinnekulle, Vestergötland. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. 32.
Wahl, A. 1923. Mitteilungen über die Geologie von Bornholm und seine Umgebung. Loodusuurijate Seltsi aruanded, kd. 29. Tartu.
Warburg, E. 1925. The trilobites of the Leptaena limestone in Dalarna. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. 17.
Westergård, A. H., 1909. Studier över dictyograptusskiffern och dess gränslager med särskild hänsyn till i Skåne förekommande bildningar. Lunds. Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, Bd. 5, Nr. 3.
Westergård, A. H. 1928. Om Östergötlands kambrium. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 50.
Westergård, A. H. 1944. Borrningar genom alunskifferlagret på Öland och i Östergötland. Sver. Geol. Unders. Ser. C, Nr. 463.
Westergård, A. H. 1947. Nya data rörande alunskifferlagret på Öland. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 483.
Wills, L. J. 1951. A palaeogeographical atlas of the British Isles and adjacent part of Europe. London.
Wiman, C. 1907. Studien über das Nordbaltische Silurgebiet, II. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. VIII.
Whittigton, H. B. and Williams, A. 1964. The Ordovician period. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 120, p. 241—254.
Znosko, J. 1964. Ordovik obszaru Bialowiezy i Mielnika. Kwart. geol., t. 8, Nr. 1.
Öpik, A. 1925. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse- (C_2) Stufe in Eesti I. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A VIII.
Öpik, A. 1927. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-(C_2-)Stufe in Eesti II. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XII.
Öpik, A. 1928. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-(C_2—C_3) Stufe in Eesti III. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XIII.
Öpik, A. 1929. Der estländische Obolenphosphorit. Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., Nr. 18.
Öpik, A. 1930a. Brachiopoda Protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe. Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XVII.
Öpik, A. 1930b. Entstehung der Kuckersit-Stufe. In: Winkler, H. Der Estländische Brennschiefer. Untersuchung, Gewinnung und Verwertung. Reval.
Öpik, A. 1933. Über Plectamboniten. Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., Nr. 31.
Öpik, A. 1934. Über Klitamboniten. Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., Nr. 39.
Öpik, A. 1952. Das ostbaltische Kambrosilur. In: Bubnoff, S. Fennosarmatia. Geologische Analyse des europäischen Kerngebietes. Akad. Verlag. Berlin.

BALTI BASSEINI ARENG ORDOVIITSIUMIS

R. MÄNNIL

Resümee

Käesolevas töös on püütud anda üldistav ülevaade Balti basseini (Baltoskandia epikontinentaalse mere) ordoviitsiumi setete stratigraafiast, litofaatsiestest ja paleogeograafiast, samuti basseini geoloogilisest arengust antud ajastu vältel.

Töö põhineb peale kirjanduslike allikate Kesk-Baltikumi (Kagu-Eesti, Lääne-Läti jt.) tugiprofiilide biostratigraafilise uurimise tulemustel, mis võimaldavad esmakordselt usutavalt seostada Baltikumi ja Skandinaavia ordoviitsiumi setteid ning rakendada kogu Balti basseini alal ühtset stratigraafilist skeemi lademete tasemel.

Basseini kohta esitatakse 21 fatsiaalset kaarti (joon. 48—68), mis annavad ülevaate antud territooriumi paleogeograafiast, litofaatsieste ja fauna paiknevuse seaduspärasustest ning basseini geoloogilisest arengust.

Tõstetakse esile kaks selgesti piiritletavat paleogeograafilist regiooni basseinis — Ida-Balti ja Skandinaavia — ning rida fatsiaalseid vööndeid (Oslo, Skåne, Rootsi-Läti, Eesti, Leedu jt. vööndid).

Balti basseini geoloogilises arengus ordoviitsiumi vältel ilmneb viis põhietappi (tremadok, arenig-landeilo, varakaradok, hiliskaradok ja ašgill), mille piirid ei lange ühte kasutusel olevate ajastike piiridega.

EVOLUTION OF THE BALTIC BASIN DURING THE ORDOVICIAN

R. MÄNNIL

Summary

The present paper is an attempt at a generalization of the data on the stratigraphy, lithofacies and palaeogeography of the Ordovician deposits of the Baltic sedimentary basin and on the geological development of its area.

Apart from data presented in relevant literature, the basis of the work contains results of the biostratigraphic study of borings of the Central East Baltic area (figs. 8, 12—15, 17, 24, 29) which allow to get a relatively truthful idea of the correlation of East Baltic and Scandinavian strata, and, as a result, to apply an uniform stratigraphic scheme for the deposits of the entire basin (tab. 1).

The distribution of the lithofacies is studied on an area embracing the

basic, most essential and best-investigated part of the Baltic sedimentary basin, whose geographical situation and relation to other Ordovician seas of Europe is presented in fig. 1. By the Baltic basin we mean the epicontinental basin bounded in the west by the Caledonian geosynclinal sea, and in the north and east by the Fenno-Sarmatian continent. The natural southern border of the Baltic basin was probably the so-called European isthmus separating the basin from the Bohemian-Mediterranean Sea.

Within the boundaries of the Baltic basin, two palaeogeographic regions are distinguished — the East Baltic in the east and the Scandinavian in the west. The former embraces the entire gulf-shaped eastern part of the basin as well as the northern part of the contemporary Baltic Sea, whereas the latter covers the Swedish territory, the southern part of the Baltic Sea and the main part of the Polish territory as well as a considerable portion of the East Baltic countries. The boundary between the regions in question divides the territory discussed in the present paper into two almost equal parts (fig. 2). The size of the territory dealt with is 1,500 km from west to east and 900 km from south to north.

The marine part of the territory is subdivided into the following formal facial zones: the Estonian (bordering on the Finnish land area), the Swedish-Latvian, the axial; the Lithuanian (bordering on the Byelorussian land area); the Scanian (the south-western), the Osloan (in the extreme northwest) and the Moscovian (embracing the entire Moscovian syneclize).

Stratigraphy and correlation

The Oeland Series (Lower Ordovician) is considered in the paper in its original sence, i.e. it includes the Tremadoc and Ontika Subseries. The upper border of the series is drawn, accordingly, at the top of the zone of *Didymograptus bifidus*. In the Tremadocian, the Pakerort (A_{II}) and Ceratopyge (A_{III}) Stages are recognised. The former is widely distributed in the both main regions of the basin, whereas the latter is known to be almost entirely restricted to the Scandinavian region. In the East Baltic part of the basin the deposits of the Ceratopyge Stage have been reliably stated only in the Jelgavan through, where *Ceratopyge forficula* has been recorded (Männil, 1963).

The Ontika Subseries includes three stages: the Latorpian (B_I), the Volkhovian (B_{II}) and the Kundan (B_{II}). The first one has been proposed by Scandinavian authors (Tjernvik, 1956; Jaanusson, 1960); it is distinguished in the East Baltic sections mainly on the basis of the study of conodonts (Sergeyeva, 1962, 1963; Viira, 1966; M. Lindström). The Iru glauconitic sandstones of the East Baltic ($B_I\alpha$ of Lamansky) are correlated with the Hunneberg Substage (B_Ia), whereas the Mäeküla calcareous sandstones ($B_I\beta$ of Lamansky) and the Päite glauconitic limestones (the lowermost part of the $B_{II}\alpha$ of Lamansky) are correlated with the Billingen Substage (B_Ib) of the Latorp Stage.

The Viru Series (Middle Ordovician) on the territory of the basin includes 9 stages. They have been distinguished in the main part of the basin on the basis of the study of ostracods and by using the metabentonite interlayers (in correlating the sequences of North Estonia, Västergötland, Scania and Oslo region).

The Aseri Stage (C_Ia) has been distinguished on the basis of its fauna which markedly differs from that of the underlying Kunda Stage. Its lower boundary is marked by the disappearance of *Megistaspis* as well as of *Pinnatulites procera* and other ostracods typical of the Kunda

Stage, and by the appearance of *Asaphus platyurus, Euprimites effusus,* etc.

For the Lasnamägi Stage (C_{1b}), on the basis of a study of the sections of the Swedish-Latvian zone and the Volkhov region, in the stratotype area a new upper boundary is proposed, which lies about 3 m lower than the hitherto accepted one. In accordance with it, the beds containing *Xenasaphus devexus, Heliocrinites araneus* and *Gymnograptus linnarssoni* are classified as the lower part of Uhaku Stage. The accepted upper border of the stage owing to the wide distribution and relatively frequent occurrence of *Gymnograptus linnarssoni,* is traceable on a large territory. It is evidently marked by a considerable renovation of the conodont fauna and coincides with the border between the graptolite zones of *Didymograptus murchisoni* and *Glyptograptus teretiusculus.* In the Swedish-Latvian zone this border coincides with the upper boundary of Folkeslunda limestone.

The Uhaku Stage (C_{1c}) is differentiated according to strata containing, as index fossils *Gymnograptus linnarssoni* (in the lower part) and *Illaenus intermedius* (in the upper part). The latter is frequently met with in all the regions of the East Baltic, in the Volkhov region and in Central Sweden.

The Kukruse Stage (C_{II}) is dealt with in the stratotype area in the composition of Erra, Kohtla and Humala beds. Its lowermost border is determined in the stratotype region according to the disappearance of *Illaenus intermedius, Heliocrinites balticus, Palaeostrophomena concava, Asaphus lepidus,* etc., and in the Swedish-Latvian facial zone — by the disappearance of *Sigmoopsis perpunctata, Steusloffia linnarssoni, Uhakiella coelodesma,* etc., and by the appearance of *Euprimites locknensis, Uhakiella granulifera, U. kohtlensis,* etc. This border is placed in the proposed hypostratotype section of the Kukruse Stage (Savala boring, see fig. 16) by 5.46 m lower of the base of the productive beds of oil shale. The Kukruse Stage is represented in the central part of the East Baltic area by limestones containing coarse pyritized organic detrite, in Central Sweden — by the lower part of the Dalby Limestone, and in the Oslo region — by *Ampyx* Limestone. The stage evidently coincides rather accurately with the zone of *Nemagraptus gracilis.*

The distinction of the deposits of the Idavere Stage (C_{III}), in regions situated at some distance from the stratotype area is connected with considerable difficulties. Leaning on the correlation of metabentonite beds (fig. 23), and partly on the fossils in common, one may correlate to it, in Scandinavia, the middle part of Dalby Limestone and the lower part of the Chasmops shale (4bα).

The strata of Västergötland and of the Oslo region underlying the two main metabentonite beds can be correlated with the Jõhvi Stage (D_I). A faunistical evidence of this correlation is as yet missing, owing to the striking differences between the faunas of the East Baltic and Scandinavian regions.

The distinction of the rocks of Keila Stage (D_{II}) in the western regions of the basin is based, on the one hand, on the identity of the main metabentonite of Estonia (bed d) lying on the lower border of the stage, and the main bentonite of Scandinavia (bed XXII of the Oslo region), and on the other — on the correlation of the lower boundary of the Oandu beds in Estonia with the Macrourus beds of Sweden. This identity of the metabentonite is further proved by finds, in sections of West Estonia immediately above it, of ostracods (*Platybolbina* cf. *rima, Sigmobolbina? gunnari, Wehrlina wehrlii, Brevibolbina dornbuschi, Oecematobolbina* cf. *latonoda*) which are characteristic of the Skagen Limestone, as well as

by the appearance on the given level, in the sections of southeastern Estonia of a fauna (*Sampo*? n. sp., *Skenidioides* n. sp., *Eoplectodonta* n. sp., etc.) which resembles the fauna appearing on the level of the main metabentonite in the Oslo-Asker district (see Spjeldnaes, 1957).

On the basis of these data, the rocks of the Keila Stage of the northern East Baltic are correlated with the Skagen Limestone of Central Sweden and the upper («suprabentonitic») part of the Lower Chasmops Shale as well as with the Chasmops Limestone and the lower part of the Upper Chasmops Shale of the Oslo region (fig. 23).

The Idavere and Jõhvi Stages, and, to a lesser extent, the lower part of the Keila Stage obviously correspond to the graptolite zone of *Diplograptus multidens* (tab. 5).

The Oandu Stage (D_{III}) is characterized by the occurence of *Chasmops extensus* (*C. macrourus*). The lower border of the stage is marked by a total disappearance of the representatives of the genus *Asaphus*, species of which are extremely characteristic of all the underlying strata of the Viru Series, and by an appearance of *Chasmops extensus*, as well as by its accompanying fauna.

The Rakvere Stage (E), in the present work, is conditionally attributed to the Viru Series since it is supposed that its typical rocks (the Rakvere Formation) are to be correlated with the graptolite shales of the upper part of the zone of *Dicranograptus clingani* (the Mossen Formation). This corralation is based on the sections of the northern and central East Baltic, where these both cover the subjecent Blidene Marl (Oandu Stage) and are covered by overlying Paekna Marl (Nabala Stage). Only one species is known to be in common to both — *Climacograptus diplacanthus*, which has been up to the present found only in Mossen and Rakvere Formations.

In the Harju Series (Upper Ordovician) 4 stages may be distinguished.

The Nabala Stage (F_1a) is considered in the limits proposed by the author previously (Männil, 1958). Accordingly, its lower border in the East Baltic area is drawn at the base of the Paekna Marl, where, according to boring data, a fauna appears which is typical of the Saaremõisa Beds (F_1), and in Scandinavia — at the base of the zone of *Tretaspis seticornis seticornis*. The corresponding level, judging by the sections of the southern East Baltic, is faunistically considerably more marked than the base of the Rakvere Stage.

In the Nabala Stage two substages (the Paeknan and Saunjan) may be distinguished, whose borders, over a wide territory, evidently more or less precisely coincide with the corresponding lithologic boundaries. The abrupt fluctuations of the thicknesses of these beds, recorded in the borings of Central Estonia and formerly interpreted (Männil, 1958; et al.) as facial transitions of deposits, can evidently be expounded by peculiar conditions of sedimentation in tectonically active zones. Now it has been stated that the more or less abrupt changes in the thicknesses of the rocks on the border of the Estonian and Swedish-Latvian facial zones are characteristic of almost all of the stages of the Ordovician.

The Vormsi Stage (F_1b), contrary to the opinion of Rõõmusoks, 1962 is considered as an independent stage. In its composition are included, apart from typical rocks, all the beds of Tudulinna and Fjäcka Formations.

The Pirgu Stage (F_1c) is divided into two substages. The lower (Niibian) in the Swedish-Latvian zone is represented by the Jonstorp For-

mation (Red Tretaspis Beds of earlier authors), and the upper (Adilan) — by the Nittsjö and the Ulunda Formations of Jaanusson, 1963.

The typical deposits of the Porkuni Stage (F_{II}), according to boring data of southern Estonia and western Latvia, can be well correlated with the Dalmanitina Beds of Sweden, and according to data of sections in western Latvia and Lithuania — to the strata 5b of Norway. A significant role in these correlations is played by occurence of typical representatives of Dalmanitina fauna (*Dalmanitina* cf. *mucronata*, *Brongniartella platynota*, *Dalmanella testudinaria*, *Meristella*? *cassidea*) in western Latvia and of *Holorhynchus* cf. *giganteus* in Central and southern Lithuania. The recently proposed (Jaanusson, 1963) Järrestad and Tommarp Stages of Sweden are considered as synonyms of the Pirgu and Porkuni Stages.

Distribution of different lithofacies

According to the distribution of main rock types, lithofacies maps of the basin have been composed, corresponding to the following brief intervals of time:

Lower Ordovician — Pakerortian (fig. 48), Ceratopyge (fig. 49), Hunnebergian (fig. 50), Billingenian (fig. 51), Volkhovian (fig. 52) and Kundan (fig. 53) times;

Middle Ordovician — Aserian (fig. 54), Lasnamägian (fig. 55), Uhakuan (fig. 56), Kukrusean (fig. 57), Idaverean (fig. 58), Jõhvian (fig. 59), Keilan (fig. 60), Oanduan (fig. 61) and Rakverean (fig. 62) times;

Upper Ordovician — Paeknan (fig. 63), Saunjan (fig. 64), Vormsian (fig. 65), Niibian (fig. 66), Adilan (fig. 67) and Porkunian (fig. 68) times.

The maps show (according to the legend in fig. 46) the land areas (*1*) and the basic types of marine sediments (in colours), as follows: quartz sands (*2*), graptolitic muds (*3*), grey cleyey muds (*4*), grey calcareous-clayey sediments (*5*), grey clayey carbonate sediments (*6*), grey detritic carbonate sediments (*7*), grey lime muds (*8*) and their variety with a considerable content of fine terrigenous material (*9*), reddish-brown clays and calcareous-clayey sediments (*10*), reddish-brown calcareous sediments, mostly fine-grained (*11*), reddish-brown-spotted calcareous sediments (12). By separate conventional signs there are to be found indications of the content of aleuritic or sandy terrigenous material in calcareous sediments (*13*), interstratifications of clays (*14*), calcareous (*15*) or kukersite (*16*) muds, the presence, in the sediments, of glauconite (*18*), oolites (*19*), coarse pyritized detrite (*20*), the presence of reef formations (*21*), the boundaries of the distribution of metabentonite beds (*26*), the boundary of the areas of fauna of Scandinavian and East Baltic types (*27*), etc. The maps show the main outcrops (*29*) and borings (*28*) with an indication of the thickness of the deposits. The characteristics of the lithofacies according to separate maps are presented in the Russian text on pages 101—126.

From the analysis of maps it follows that in Ordovician in the main part of the given territory there existed three main facial zones:

1. the Estonian-Lithuanian,
2. the Swedish-Latvian and
3. the Scanian.

The Estonian-Lithuanian zone was characterized by exclusively grey-coloured horizontally stratified detritic calcareous sediments with glauconite, ferrous oolites, sometimes by reef facies or lime muds with remnants of algae.

The Swedish-Latvian zone was characterized by a development of fine-grained terrigenous or fine-grained clayey calcareous sediments. It is only to this zone that red-coloured sediments were attributed, irrespective of their terrigenous or calcareous character. Disregarding the specific choice of sediments, this zone seems to be a kind of transitional one between the first and the third, since its area was from time to time occupied by sediments typical of the first or third zones.

The third one, the Scanian zone, was characterized by an almost exclusive development of black graptolitic muds and represented the marginal part of the western geosynclinal sea.

The indicated three zones represented three main facies of the basin, which followed each other according to their distance from the Fenno-Sarmatian continent: the Estonian-Lithuanian near-shore facies, the Swedish-Latvian transitional facies and the Scanian interior facies of the basin. Side by side with this, in accordance with the character of the sediments and fauna, the same facies evidently represented three separate areas having different depths: the most shallow-water one (exterior neritic), the relatively deep-water one, and the deepest-water (interior neritic) one.

On the background of the indicated general zonality of the distribution of sediments in the basin, we can trace a secondary facial zonality, which is subordinated to the former.

In the clearest way this zonality of the secondary order is traceable in the East Baltic area, especially in its northern part. As a good example thereof serve the sediments of the Kundan time (B_{III}), in the distribution of which we may state the following lithofacial belts (from north to south):

1) the grey-coloured calcareous sands,
2) the grey-coloured detritic calcareous sediments with glauconite,
3) the grey-coloured detritic oölitic sediments,
4) the reddish-brown-spotted detritic-oölitic sediments,
5) the red-coloured calcareous sediments,
6) the red-coloured clayey-carbonate sediments and clayey muds.

This is obviously one of the most typical choices of the lithofacies of Ordovician sediments in the East Baltic, which ends in the axial part of the basin in the way of reddish-brown clayey sediments.

In other cases similar paragenetic lithofacies complexes ran out either in fine-grained light-grey clayey lime mud or in dark graptolitic mud.

In all these types of complexes there were presented grey detritic calcareous sediments which, among the sediments of the East Baltic part of the basin, represent the most frequently occurring type.

There can be no doubt about it that the distribution of the facies over the territory discussed was first and foremost controlled by its tectonic structure. The principal features of accumulation of sediments and distribution of fauna were determined by the elements of the tectonic structure of the first order, inherited from the Cambrian period and partly preserved up to the present time. To these elements belong, as follows:

1) the initial part of the Baltic shield in the shape of Finnish swell of the basement,
2) the Byelorussian swell of the basement,
3) the East Baltic depression and the lowered regions adjacent to it,
4) the Moscovian syneclise, and
5) the Osloan trough.

Side by side with these five principal structural elements on the territory of the basin, there were, in the Ordovician, several secondary ele-

ments of some independent significance for the accumulation of sediments, one of the most important of these was the Gotlandian elevation.

Apart from the indicated tectonic elements, the sedimentation in the given basin was seemingly also controlled by the fault zones of the crystalline basement. Thus, within the limits of the territory of Sweden there were two rather clearly distinguishable Ordovician belts of sedimentation — the Västergötlandian and the Östergötlandian ones. The border between both obviously coincides rather accurately with the known division line between the two principal structural elements of the crystalline basement of southern Sweden. Similar relations may be expected in the East Baltic as well. It is quite probable that the East Baltic depression in its accepted contours represented a large basement block which during the major part of the Ordovician was rather clearly bounded in the north and southeast by faults and corresponding zones of a heightened tectonic activity. In the East Baltic in general, and on the territory of southern Estonia in particular, this boundary zone is connected with more or less abrupt facial changes of rocks in almost all of Ordovician stages.

Geological history of the basin

The analysis of the presented lithofacies maps shows that in the geological history of the Baltic Ordovician basin one may rather clearly distinguish five main evolutionary stages:

1) The Tremadocian stage (A_{II}—A_{III}) can be defined on the basis of the independent cycle of sedimentation, connected with the Early Tremadocian transgression (fig. 48) and Late Tremadocian regression (fig. 49).

During this time, mainly non-carbonate terrigenous sediments were deposited: in the west — chiefly graptolitic muds, in the east — either only quartz sands or sands and graptolitic muds. The sedimentation took place in a very shallow sea with a complicated and unstable shoreline. Moreover, a considerable part of Swedish territory was uplifted and not covered by the sea, and during the second half of the stage almost all of the East Baltic region was uplifted as well.

The basin was almost exclusively inhabited by inarticulate brachiopods and graptolites. Only at the end of the given stage there appeared trilobites and articulate brachiopods which played the main role in the composition of the benthos of the given basin during the rest of the Ordovician.

2) The Arenigian-Llandeilian stage (B_I—C_Ic) is distinguished according to the following features: its beginning is connected with the development of a new, more extensive and lasting transgression of the sea, and its end — with the reconstruction of the tectonic plan by the end of the Uhakuan time, causing considerable changes in the character of the distribution of sediments.

On the whole, this stage is characterized by an accumulation of carbonate sediments, particularly of red-coloured ones, and by a clearly expressed zonality of the distribution of lithofacies.

The Arenigian-Llandelian evolutionary stage can be subdivided into three substages. The first one embraces the Latorpian time (figs. 50 and 51) and represents to some extent an independent cycle of sedimentation, since by the end of the time the accumulation of sediments had temporarily stopped on a wide territory of the basin, which phenomenon was probably connected with the shallowing or retreat of the sea. A characteristic feature of the Latorpian time, and likewise of the preceding

Tremadocian time, was also the accumulation of terrigenous sediments, however, a peculiar Latorpian feature was the beginning of an accumulation of lime sediments over a wide territory, the development of which was typical during the rest of the existence of the Baltic Ordovician sea. This brief evolutionary substage of the Baltic basin seems to represent a transition from the accumulation of exclusively terrigenous sediments to an accumulation of almost entirely carbonate ones.

The characteristic features of the Latorpian time are farther, side by side with a gradual extension and deepening of the sea, some specific conditions leading to an accumulation of glauconite, in particular in sandy sediments; we may also observe a gradual extension and dislocation towards the east of the area of accumulation of calcareous sediments (fig. 38) and an appearance and extension of red-coloured calcareous sediments (fig. 39). The development of detritic sediments in the East Baltic area was connected with a development of a rich benthos (articulate brachiopods, trilobites, ostracods, crinoids, cystoids etc.).

As to the structure, the Latorpian time is characterized by a maximal submersion of the Jelgavan trough, determining, in the main part, the facial zonality of the accumulation of sediments, which was also clearly expressed in the following substage — the Volkhovian-Aserian one (figs. 52—54), by the end of which the Arenigian transgression of the sea had been completed. This substage is characterized by an accumulation of red-coloured calcareous sediments as well as by an accumulation of grey-coloured detritic sediments with glauconite and oolites. Owing to the stability of the structural scheme, the zonality of sediments was expressed rather clearly, as already mentioned before.

The last substage, the Lasnamägian — Uhakuan (figs. 55 and 56) can be defined as the time of an already rather stable state of the basin in whose axial (Swedish-Latvian) zone mainly light-grey cleyey lime muds were accumulated, and in the near-shore belts of the East Baltic region — grey-coloured detritic sediments. The zonality of the sediments was rather consistent.

3) The Early Caradocian stage (C_{II}—D_{II}) is distinguished on the basis of the changes of the tectonic scheme of the territory, coinciding with the volcanic and orogenic activity of the Caledonian geosynecline (and, possibly, conditioned by the latter). A levelling of the sea-bottom was effected (on account of the uplift) over a wide area of the Central East Baltic, and there appeared some depressions towards the north and south of this area (the North-Estonian and Central Lithuanian depressions); in the middle of the given period the Gotlandian uplift was revived. No distinct lithofacial zonality was observed. An accumulation of grey-coloured detritic calcareous sediments was effected over the almost entire territory.

The boundaries of this period in the predominant part of the territory of the basin coincide with a marked renewal of the fauna, which was particularly abundant and rich in species at the beginning of the stage.

4) The Late-Caradocian stage (D_{III}—F_{Ib}) is characterized by a heightened supply of fine-grained terrigenous material and wide distribution of graptolitic muds or light-coloured lime muds, as well as by a considerably smaller amount of detritic sediments.

In contrary to the preceding stage, the relatively well-expressed facial zonality is a particularly significant feature of the stage discussed, with the sole exception of the Saunjan time. However, in respect to the distribution of the thicknesses of sediments, this stage resembles the

preceding one, differing in this respect both from the Arenigian-Llandeilian and the Ashgillian.

In the Late Caradocian, two phases of a wide development of fine-grained light-coloured lime muds may be distinguished (at the Rakverean and Saunjan times; figs. 62 and 64), which alternate with phases of predominating terrigenous accumulation (at the Oanduan, Paeknan and Vormsian times; figs. 61, 63 and 65). Of the latter phases, a significant role is occupied by the Oanduan time (fig. 61), which differs from the rest of the phases of the given stage by a development of reef facies and areas with relatively coarse-grained terrigenous sediments.

5) The Ashgillian stage (F_{Ic}—F_{II}) is distinguished as a regressive, final stage of the development of the Ordovician Baltoscandian sea. This stage is characterized by an almost complete absence of graptolitic muds, by a brief development of red-coloured sediments, a wide development of reef facies and detritic sediments, in places abundantly enriched by terrigenous material. The zonality of sediments is strikingly expressed.

The Ashgillian stage may be subdivided into two substages — the Pirguan and Porkunian ones. In the first half of the Pirguan time (fig. 66), red-coloured sediments were accumulated in the Swedish-Latvian belt, whereas in the north there started a development of reef formations. In the second half (fig. 67), there evidently began general uplift of the territory, causing in the basin an appearance of new areas of lime muds with abundant remnants of dasycladacean algae, and an abrupt reduction of the accumulation of red-coloured sediments. The lithofacial zonality was relatively weakly expressed in the second half of the substage.

The Porkunian substage (fig. 68) is characterized by an abrupt activization of tectonic movements, leading to a considerable differentiation of sediments in the East Baltic, an increase in supply of aleuritic and sandy terrigenous material, a complete ceasing of the submersion of the northern and southern East Baltic territories, and to an uplift of the Gotlandian elevation above the sea level. The facial zonality was clearly expressed, but it was particularly asymmetrical in the East Baltic. The regression of the sea, typical of the Porkunian time, reached its maximum at the very end of the period, which phenomenon was expressed by a gradual increase in the sediments of amounts of terrigenous material and of its grain size, as well as by a considerable development of oolitic and calcareous-conglomeratic sediments.

Of the discussed main evolutionary stages of the Baltic basin, the first two (the Tremadocian and Arenigian-Llandeilian) in rough lines coincide with the transgressive stage of the development of the basin, the two following (the Early Caradocian and Late Caradocian) — with the more or less stable stage of the basin, and the last one (the Ashgillian) — with the regressive stage of the development of the basin.

Of the five main stages of geological development, only two — the Tremadocian and Ashgillian — coincide precisely with the corresponding stratigraphical divisions. All the other differ in their volumes and boundaries from the local divisions (tab. 8).

The main reasons for the discrepancy between the discussed stages and the stratigraphical divisions are probably twofold. Firstly, the significant biostratigraphic boundaries evidently do not always coincide with the crucial moments of the geological development of the basin. As an example we may point to the renewal of the fauna on the border of the Kunda (B_{III}) and Aseri (C_{Ia}) Stages, which is not reflected in the development of the basin. Secondly, the definition of the stratigraphical

divisions of the series (resp. subseries) category, and in particular, the appointing of the boundaries of divisions have been in a number of cases based either on faunistic changes of a strictly local significance or on correlational criteria.

The boundaries of the stages of the geological development of the basin do neither coincide with the boundaries of the series of the Ordovician System practically accepted in all the contemporary stratigraphical schemes of the territory of the basin. Thus, the boundary between the Lower and Middle Ordovician corresponds to the middle of the Arenigian-Llandeilian stage. The same applies to the boundary between the Middle and Upper Ordovician, corresponding to the middle of the Late Caradocian. On the other hand, one of the most crucial moments in the geological development of the basin — the beginning of the Early Caradocian — coincides with the middle of the Middle Ordovician epoch.

When considering the question of the lack of coincidence of the boundaries, we must keep in mind that the widely accepted contemporary divison of the Ordovician System into three series was elaborated on the basis of peculiarities in the development of the fauna and on the great transgressions of the North-American epicontinental sea, and that this division has found no wide application in the classification of geocynclinal rocks.

The division of the Ordovician System into three series is evidently only formal and has certain drawbacks. Thus, for example, such crucial moments in the development of the Earth's crust and in the development of the world fauna, as at the boundaries between the Tremadocian and Arenigian, between the Llandeilian and Caradocian, and between the Caradocian and Ashgillian, do not coincide with the accepted boundaries of the Ordovician series, but pass through their middle parts. All this, of course, complicates the establishment of series and their borders applicable for the entire world and has already served, on the one hand, as a basis for considering the three Ordovician series as series of a limited geographical significance (Jaanusson, 1960c), and on the other — as a basis for a subdivision of the Ordovician System but into only two series (Whittington and Williams, 1964).

From the viewpoint of the geological development of the Baltic basin, the latter proposal deserves attention, since the process of such development is in better harmony with the two-fold than with the three-fold division of the Ordovician System.

In consideration of the present standarts of our knowledge and the state of the problem of the division of the Ordovician System, there is obviously no necessity for proceeding from the accepted boundaries between the series when elaborating local stratigraphical subdivisions of series or subseries category. This allows us not take into consideration the earlier appointed boundaries and to define the local subseries on the grounds of the development of the given territory and its fauna.

Proceeding from the above, for the territory of the Baltic basin six subdivisions of series (resp. subseries) category may be applied: the Tremadocian, Ontican, Tallinnan, Lower Caradocian, Upper Caradocian, and Ashgillian (see tab. 1).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ 9

Эландская серия (нижний ордовик) —

Тремадокский ярус 10

Пакерортский горизонт, A_{II} . . —

Ceратопигевый горизонт, A_{III} 13

Онтикаский ярус 14

Латорпский горизонт, B_I . . . 17

Хуннебергский подгоризонт, B_Ia . . . . . —

Биллингенский подгоризонт, B_Ib 19

Волховский горизонт, B_{II} . . 21

Кундаский горизонт, B_{III} . . 24

Вируская серия (средний ордовик) 27

Азериский горизонт, C_Ia . . . —

Ласнамягиский горизонт, C_Ib . 31

Ухакуский горизонт, C_Ic . . . 38

Кукрузеский горизонт, C_{II} . . 45

Идавереский горизонт, C_{III} . . 57

Йыхвиский горизонт, D_I . . . 60

Кейлаский горизонт, D_{II} . . . 66

Оандуский горизонт, D_{III} . . 74

Раквереский горизонт, E . . . 78

Харьюская серия (верхний ордовик) 80

Набалаский горизонт, F_Ia . . 81

Вормсиский горизонт, F_Ib . . 86

Пиргуский горизонт, F_Ic . . . 89

Нийбиский подгоризонт, F_Ic^1 —

Адилаский подгоризонт, F_Ic^2 92

Поркуниский горизонт, F_{II} . . 95

Глава II. ХАРАКТЕР И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАЦИЙ 99

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ ПО ОТДЕЛЬНЫМ ЭТАПАМ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА . . . . . —

Эландская (нижнеордовикская) эпоха 101

Тремадокский век . . . . . —

Пакерортское время, A_{II} . . . 101

Ceратопигевое время, A_{III} . . 103

Онтикаский век 104

Хуннебергское (раннелаторпское) время, B_Ia . . . . . —

Биллингенское (позднелаторпское) время, B_Ib 105

Волховское время, B_{II} . . . —

Кундаское время, B_{III} 108

Вируская (среднеордовикская) эпоха 112

Азериское время, C_Ia . . . . —

Ласнамягиское время, C_Ib . . 113

Ухакуское время, C_Ic 114

Кукрузеское время, C_{II} . . . 115

Идавереское время, C_{III} . . . 117

Йыхвиское время, D_I 118

Кейлаское время, D_{II} 119

Оандуское время, D_{III} . . . 120

Раквереское время, E 121

Харьюская (позднеордовикская) эпоха 122

Паэкнаское время, $F_Ia\alpha$ . . . —

Сауньяское время, $F_Ia\beta$ . . . —

Вормсиское время, F_Ib . . . 123

Нийбиское время, F_Ic^1 . . . . —

Адилаское время, F_Ic^2 124

Поркуниское время, F_{II} . . . 125

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ 126

Глава III. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ФАУНЫ 139

Глава IV. РАЗВИТИЕ БАССЕЙНА 153

Развитие палеотектонических элементов территории бассейна —

Основные этапы развития бассейна 163

Сравнение этапов развития бассейна со стратиграфическими подразделениями его отложений 169

Заключение 176

Литература 179

Balti basseini areng ordoviitsiumis. *Resümee* 190

Evolution of the Baltic basin during the Ordovician. *Summary* —

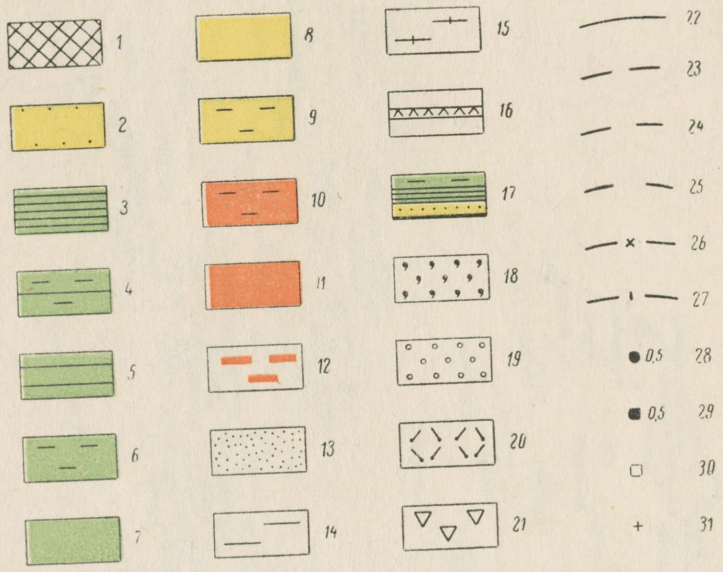


Рис. 46. Условные обозначения к картам фаций (рис. 48—68).

1 — суша; *2* — кварцевые пески; *3* — черные и темно-серые граптолитовые илы; *4* — сероцветные глины; *5* — сероцветные карбонатно-глинистые осадки; *6* — сероцветные глинистые известковые осадки; *7* — сероцветные детритовые известковые осадки; *8* — сероцветные (светлосерые, реже темные) тонкие известковые илы; *9* — те же, со значительной примесью тонкого терригенного материала; *10* — красноцветные глины и карбонатно-глинистые осадки; *11* — красноцветные известковые осадки (преимущественно тонкие илы); *12* — пестроцветные известковые осадки; *13* — значительная примесь алевритового или песчаного терригенного материала (в известковых осадках); *14* — прослои глин; *15* — прослои тонких известковых илов; *16* — прослои кукерситовых илов; *17* — разрез, состоящий из двух или трех типов осадков (толстая линия показывает начало последовательности их образования); *18* — глауконит; *19* — оолиты; *20* — крупный пиритизированный детрит; *21* — рифовые образования; *22* — граница фаций; *23* — изопахиты; *24* — граница временного распространения сероцветных тонких известковых илов (в нийбиское время); *25* — восточная граница позднекембрийского моря (на рис. 48); *26* — юго-восточная граница распространения прослоев метабентонитов; *27* — граница ареалов фаун скандинавского и прибалтийского типов; *28* — скважина с указанием мощности отложений; *29* — обнажение с указанием мощности отложений; *30* — эрратические валуны из отложений данного возраста; *31* — наличие отложений данного возраста (нерасчлененный разрез).

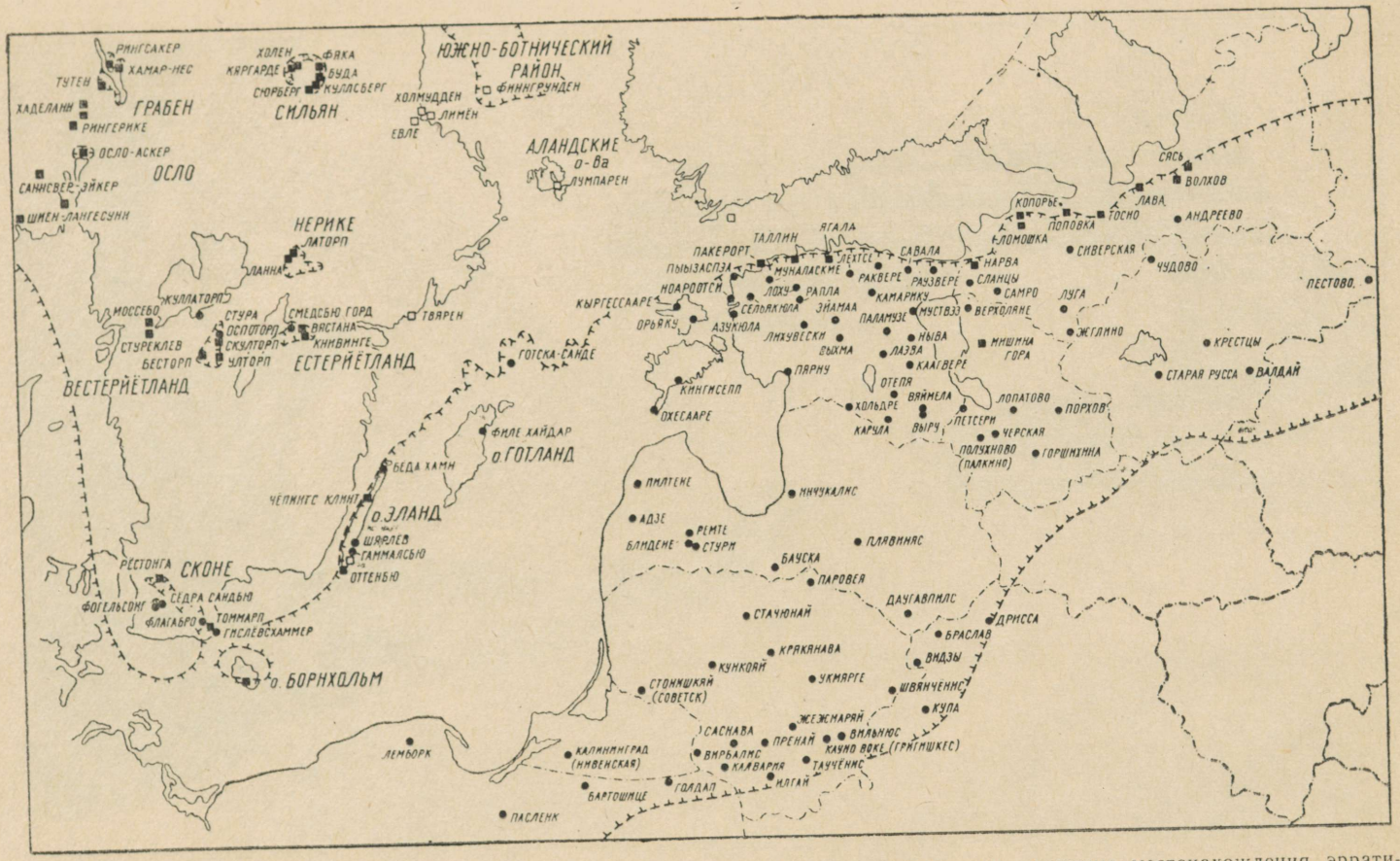


Рис. 47. Карта основных обнажений и буровых скважин (кружки). Белыми квадратиками показаны местонахождения эрратических валунов, прерывистой линией — районы современного распространения ордовикских отложений.

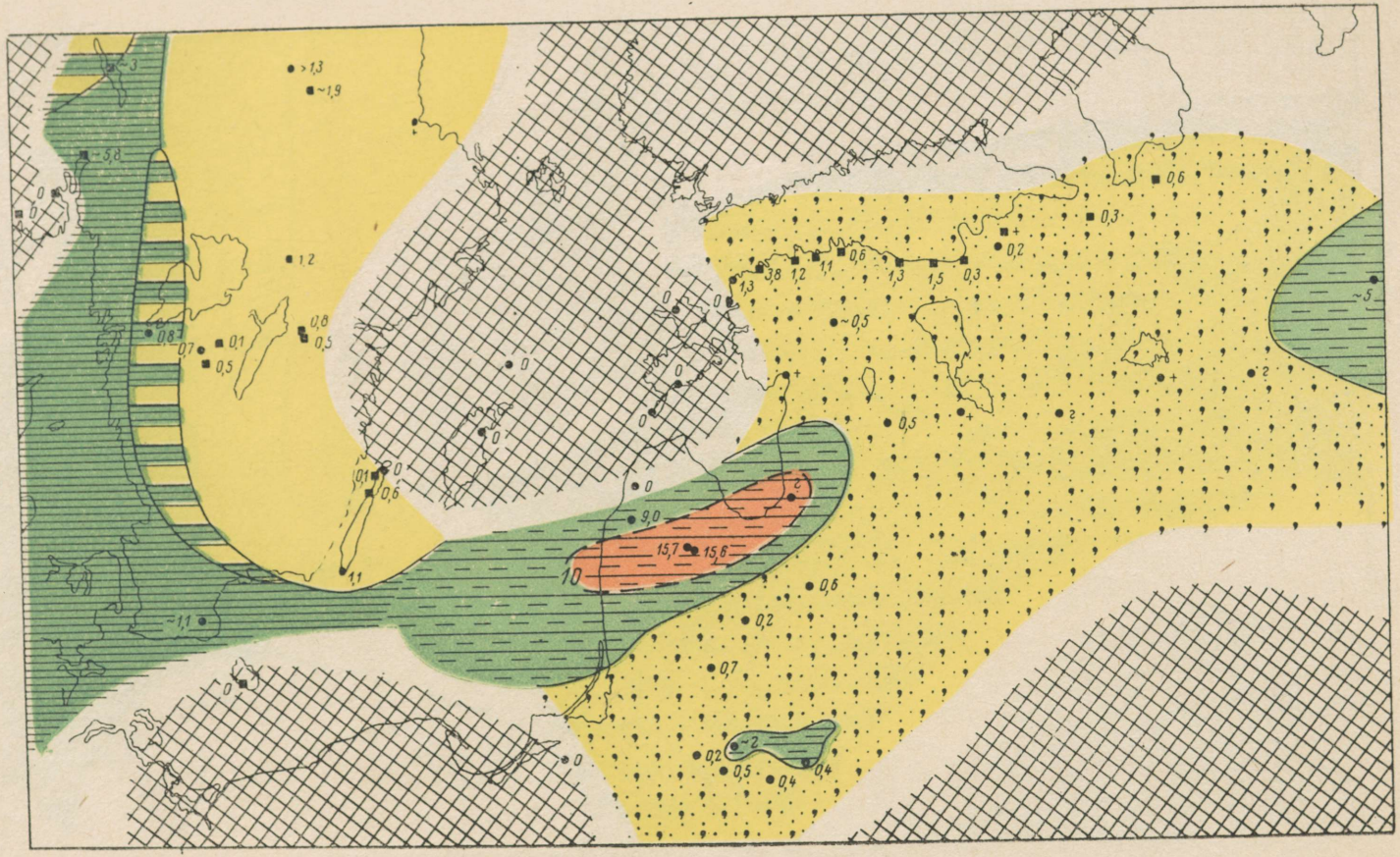


Рис. 48. Карта фаций пакеортского времени A_{II}



Рис. 49. Карта фаций ceратопигевого времени A_{III}




>1,3
~1,9
~3,8
1,2
0,8
0,7
0,1
0,5
0,8
0,5
0,1
0,6
1,1
~1,1
0
0
0

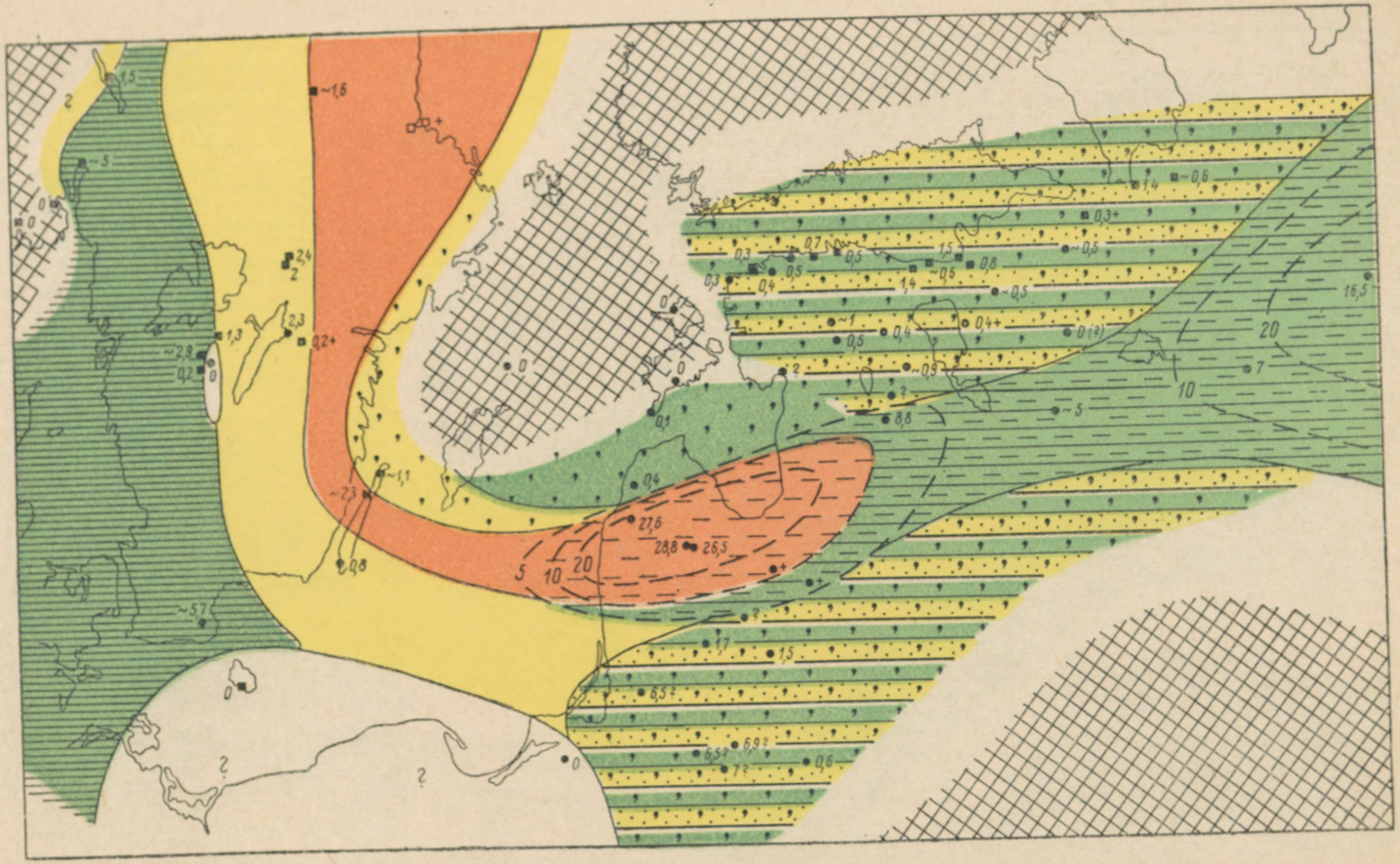


Рис. 51. Карта фаций биллингенского времени B_1b.

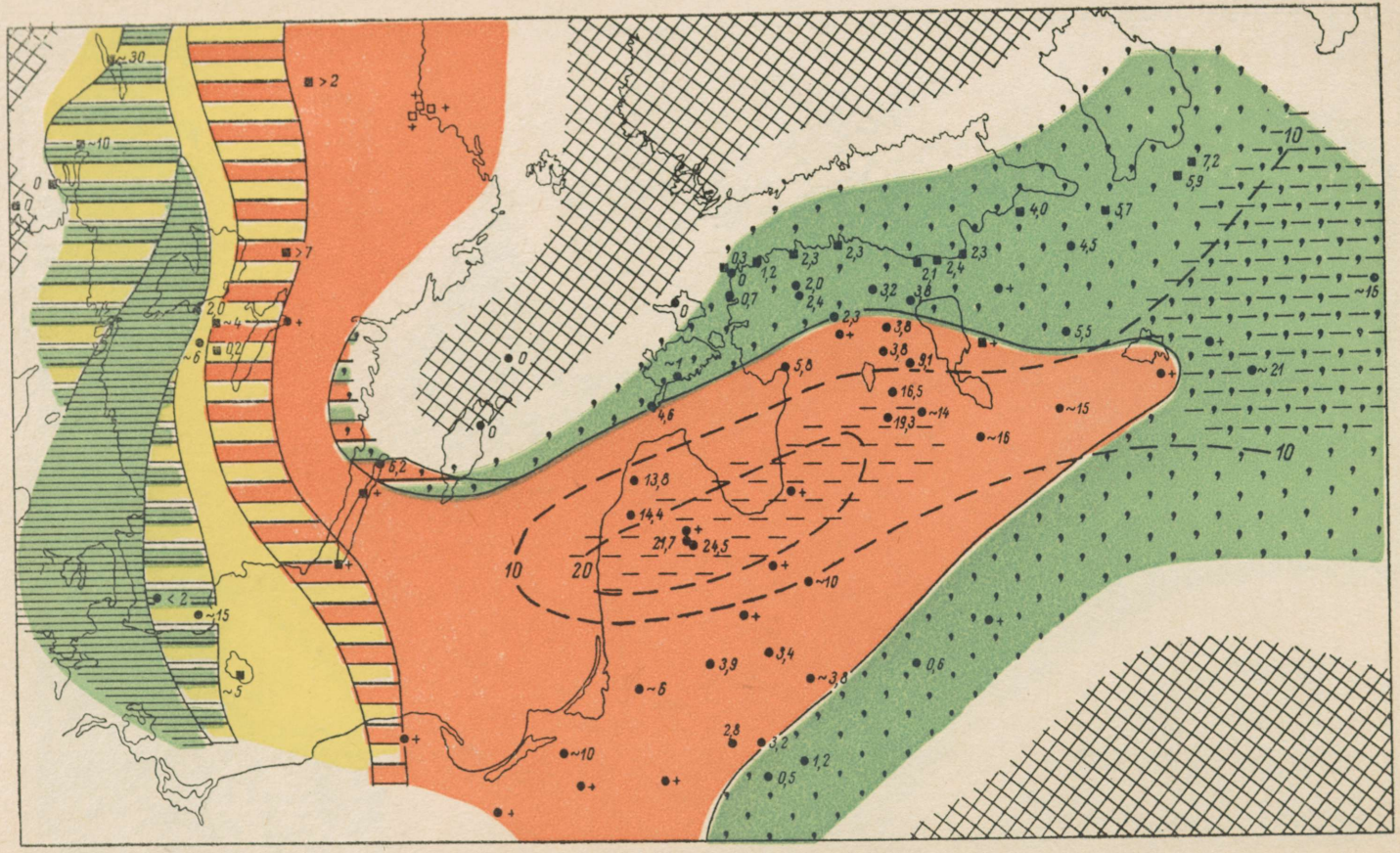


Рис. 52. Карта фаций волховского времени B_{II}.

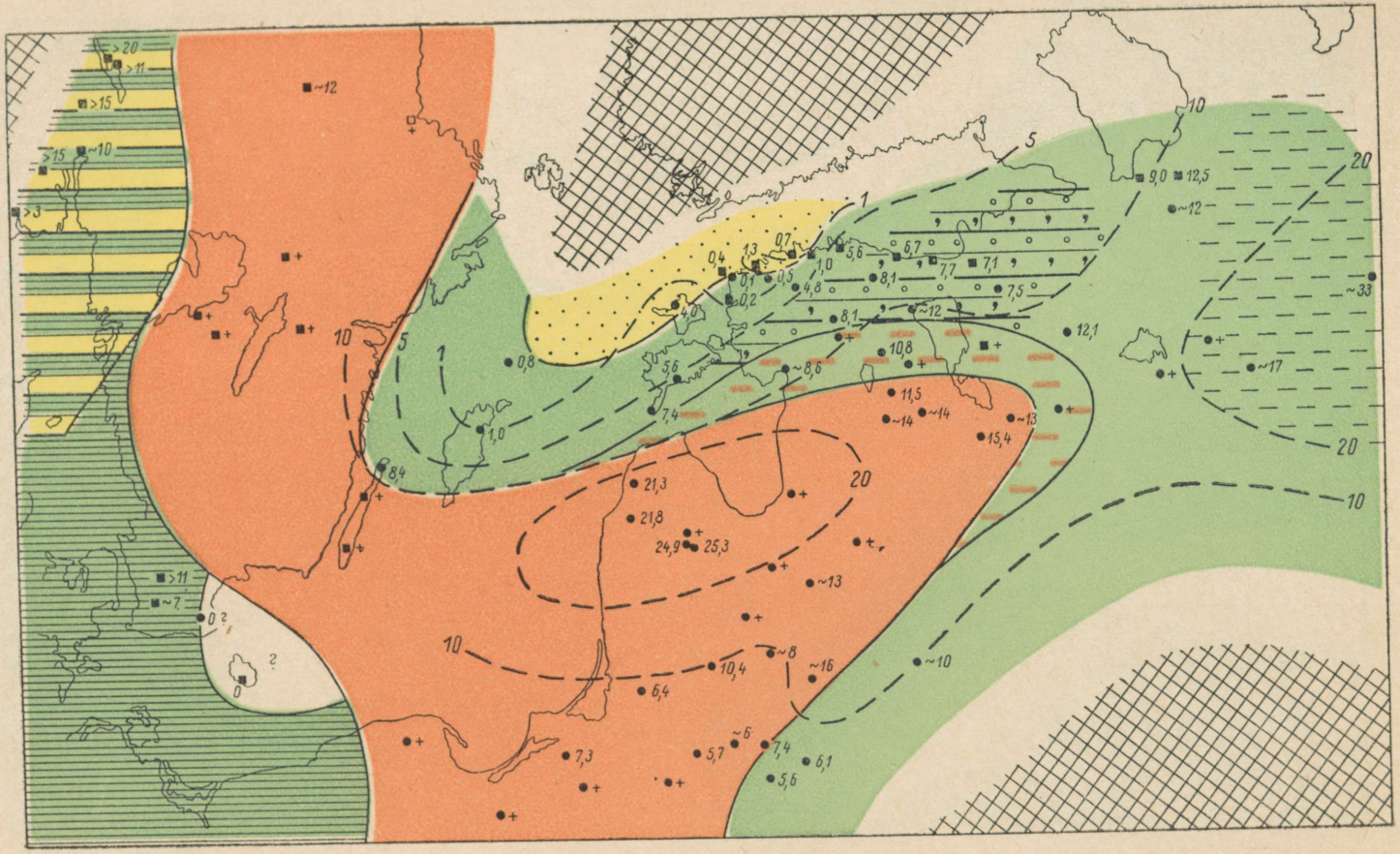


Рис. 53. Карта фаций кундаского времени B_{III}.

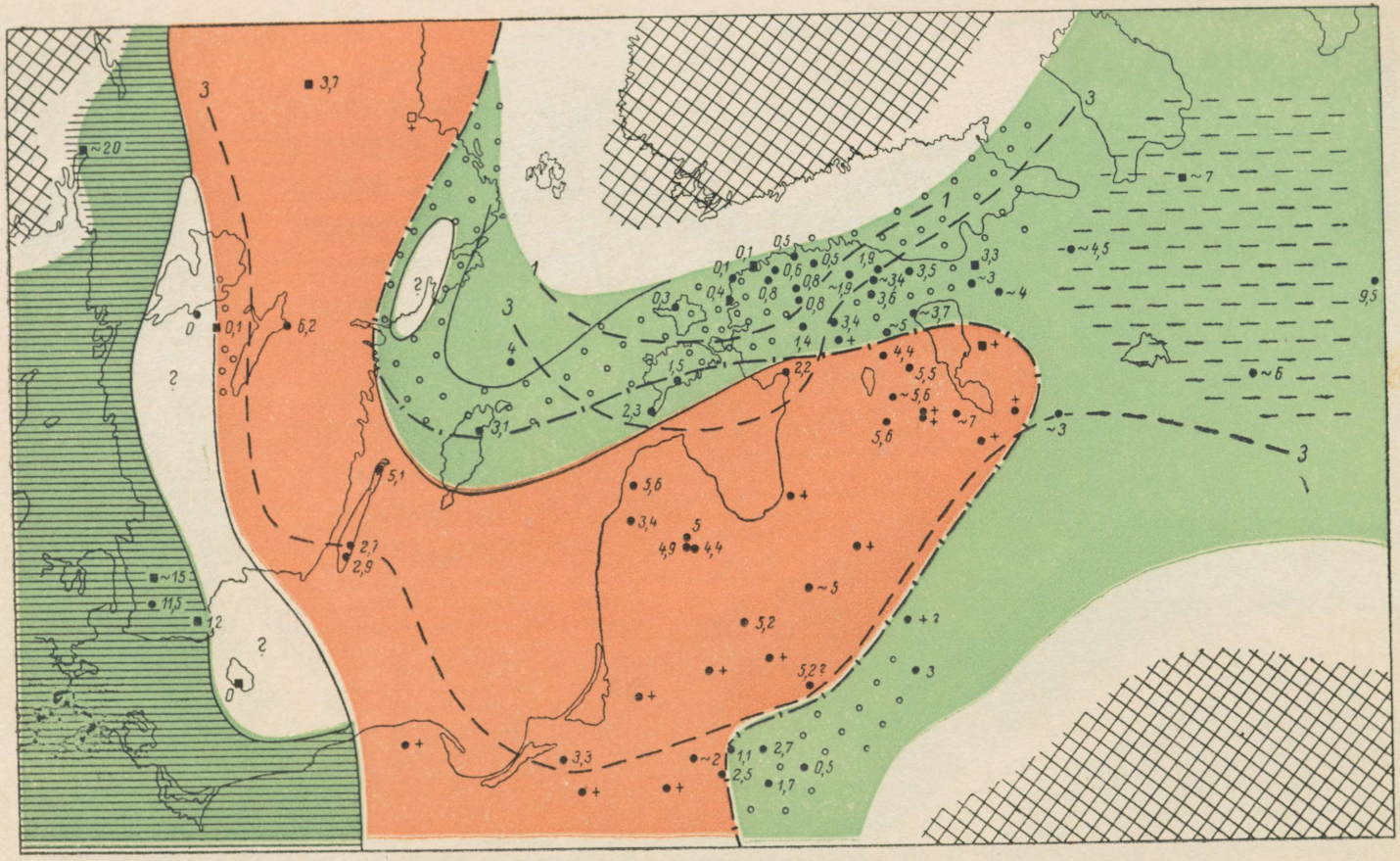


Рис. 54. Карта фаций азериского времени C_1a.



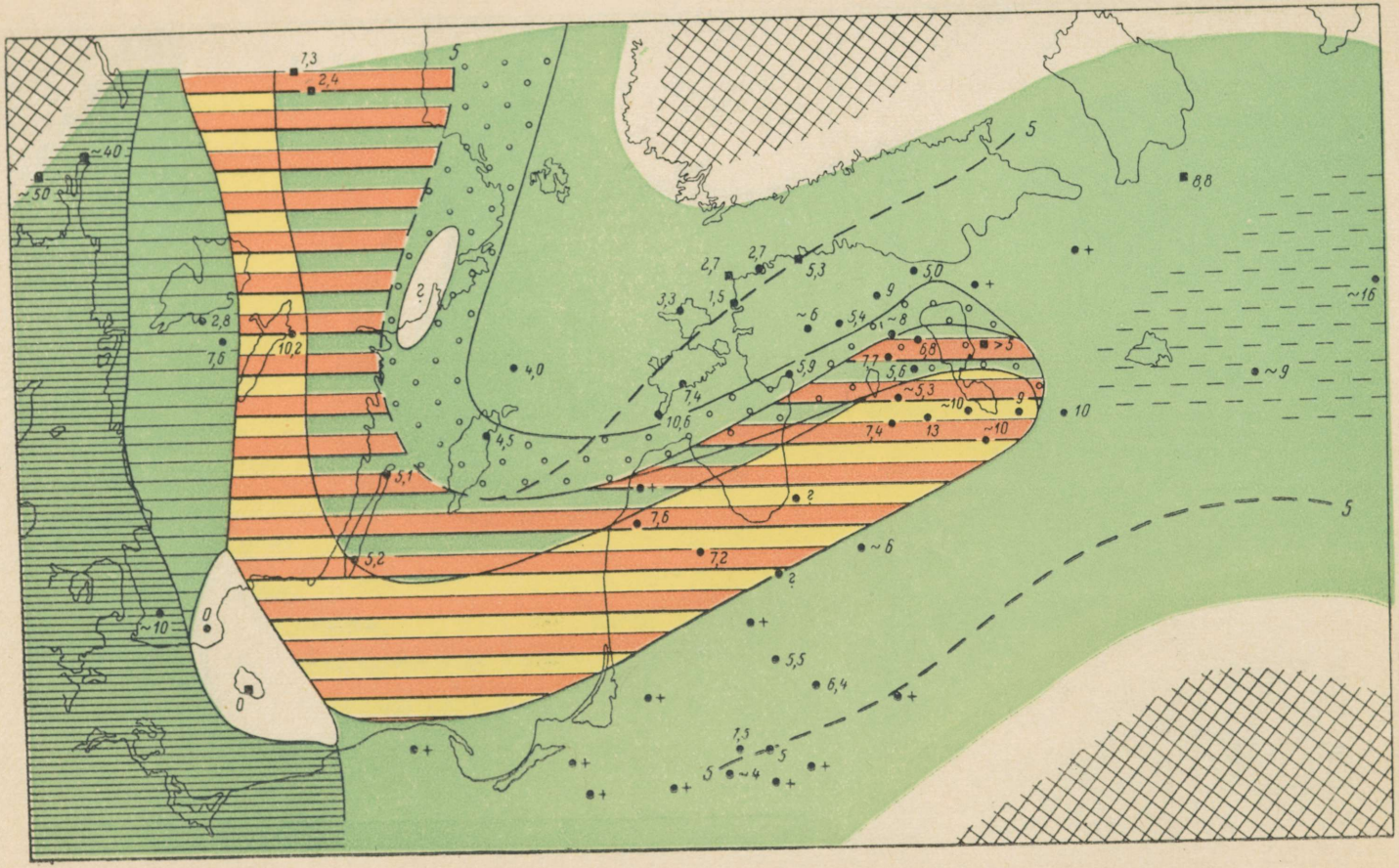


Рис. 55. Карта фаций ласнамягского времени C_1в.

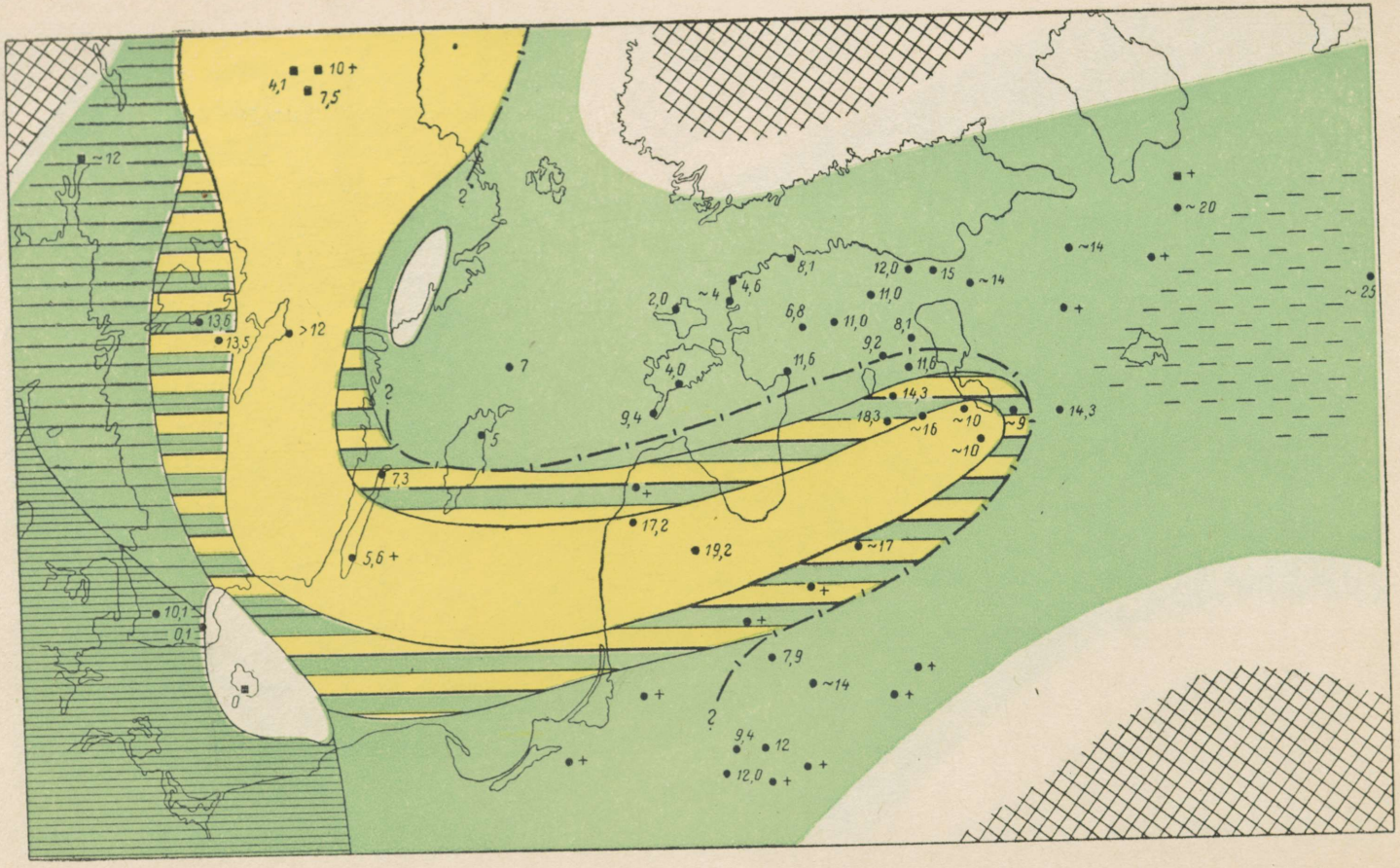
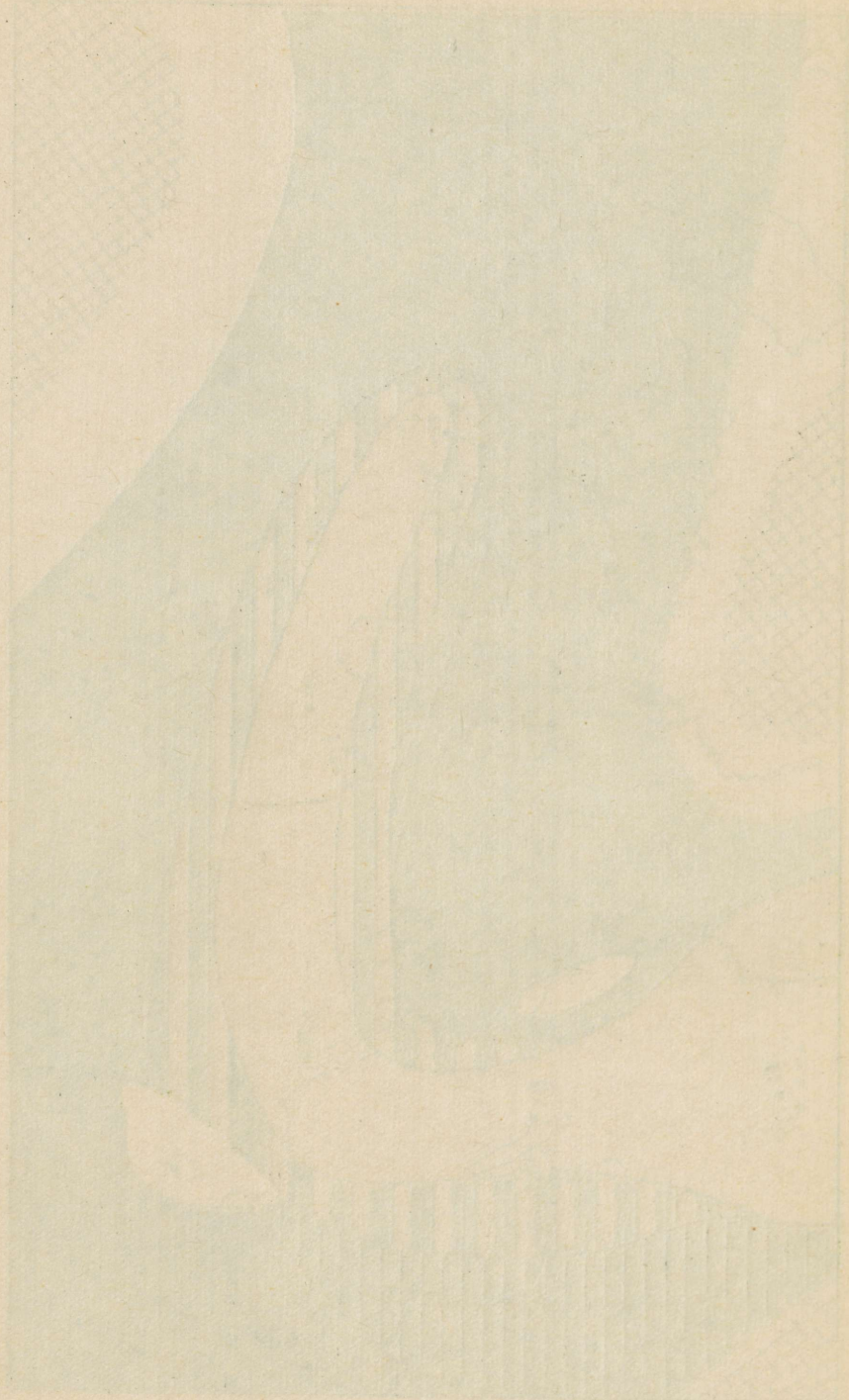


Рис. 56. Карта фаций ухакуского времени C_1c.



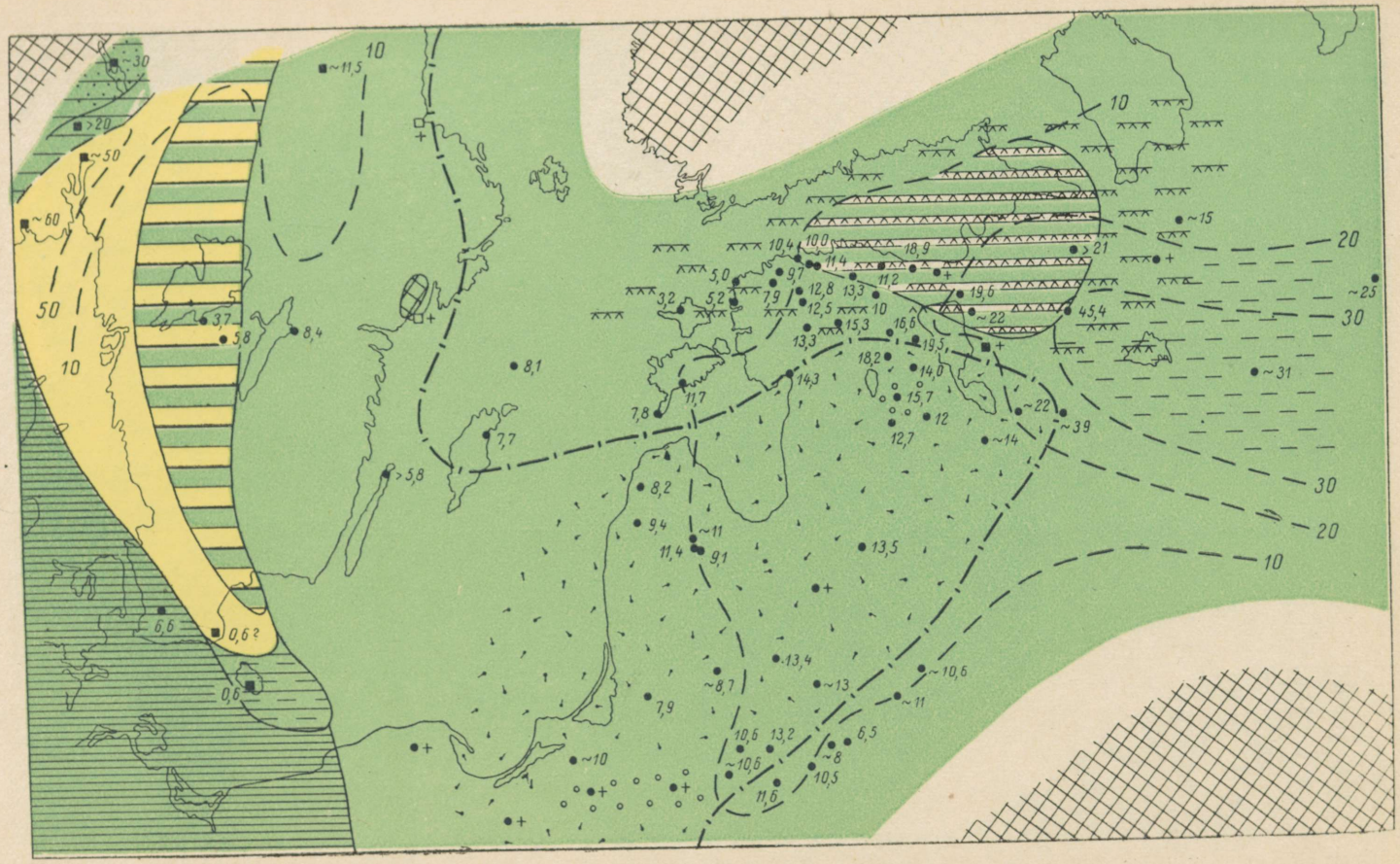


Рис. 57. Карта фаций кукрузеского времени C_{II}.

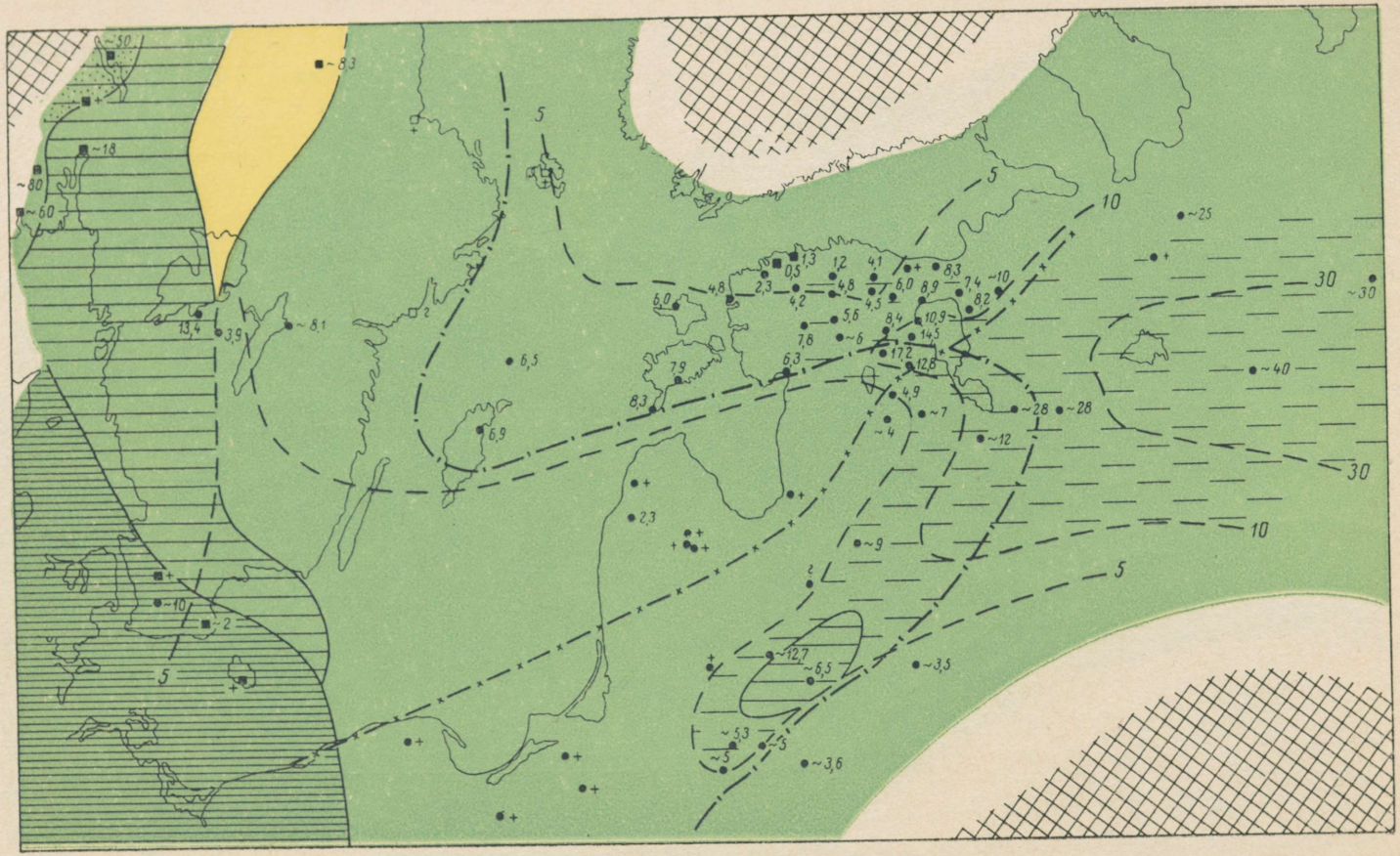


Рис. 58. Карта фаций идавереского времени C_{III}.

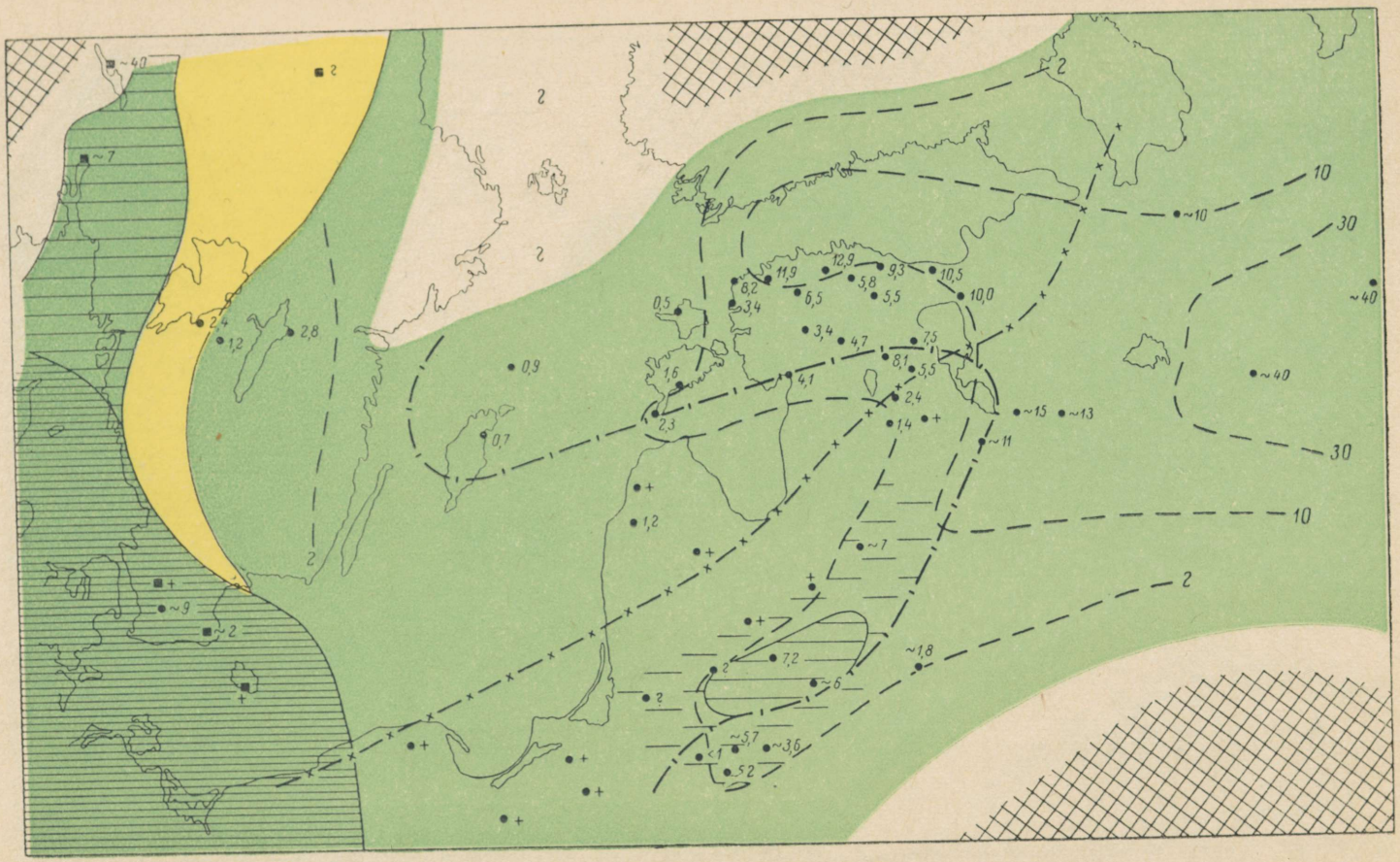


Рис. 59. Карта фаций йыхвиского времени D_I.

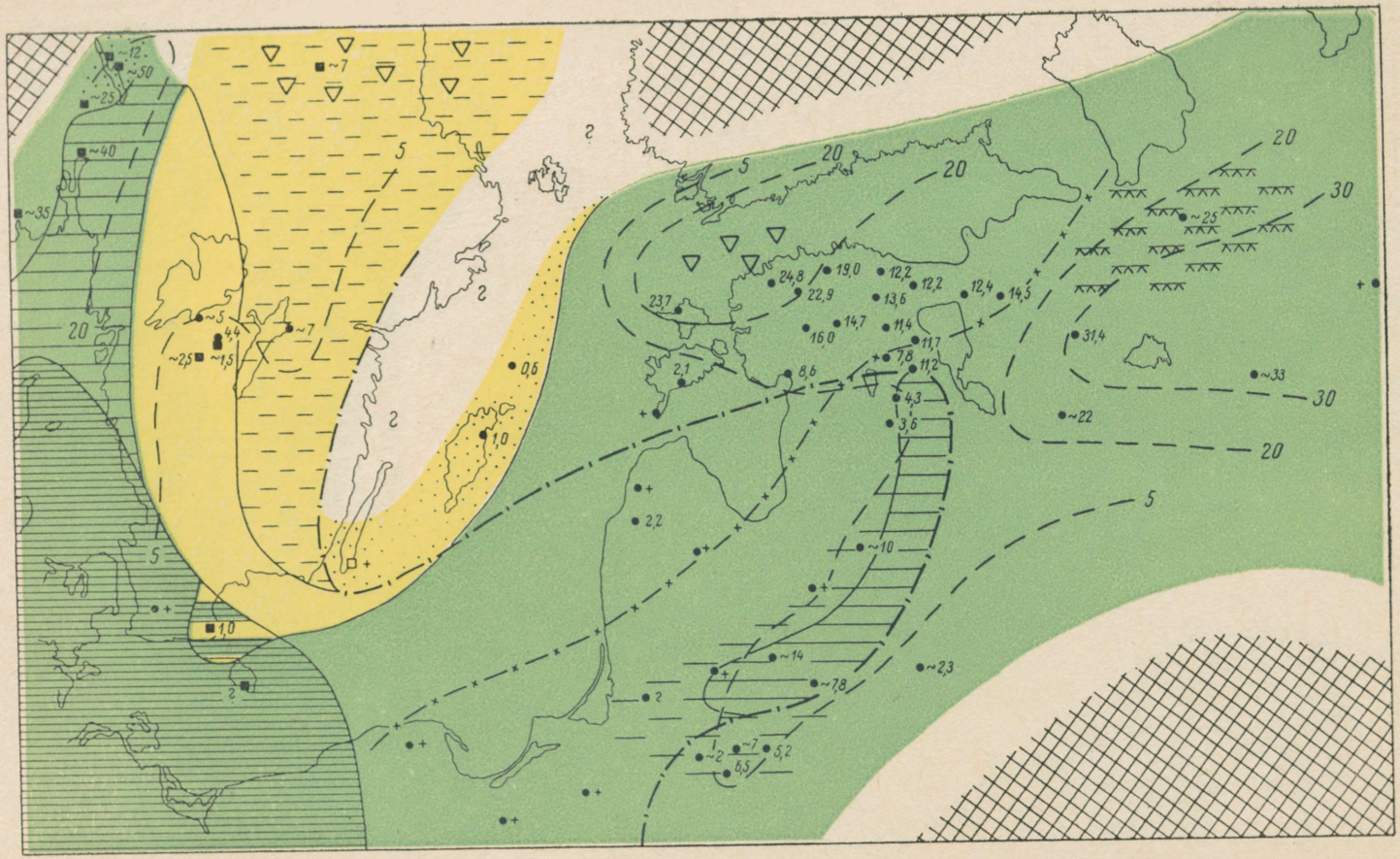
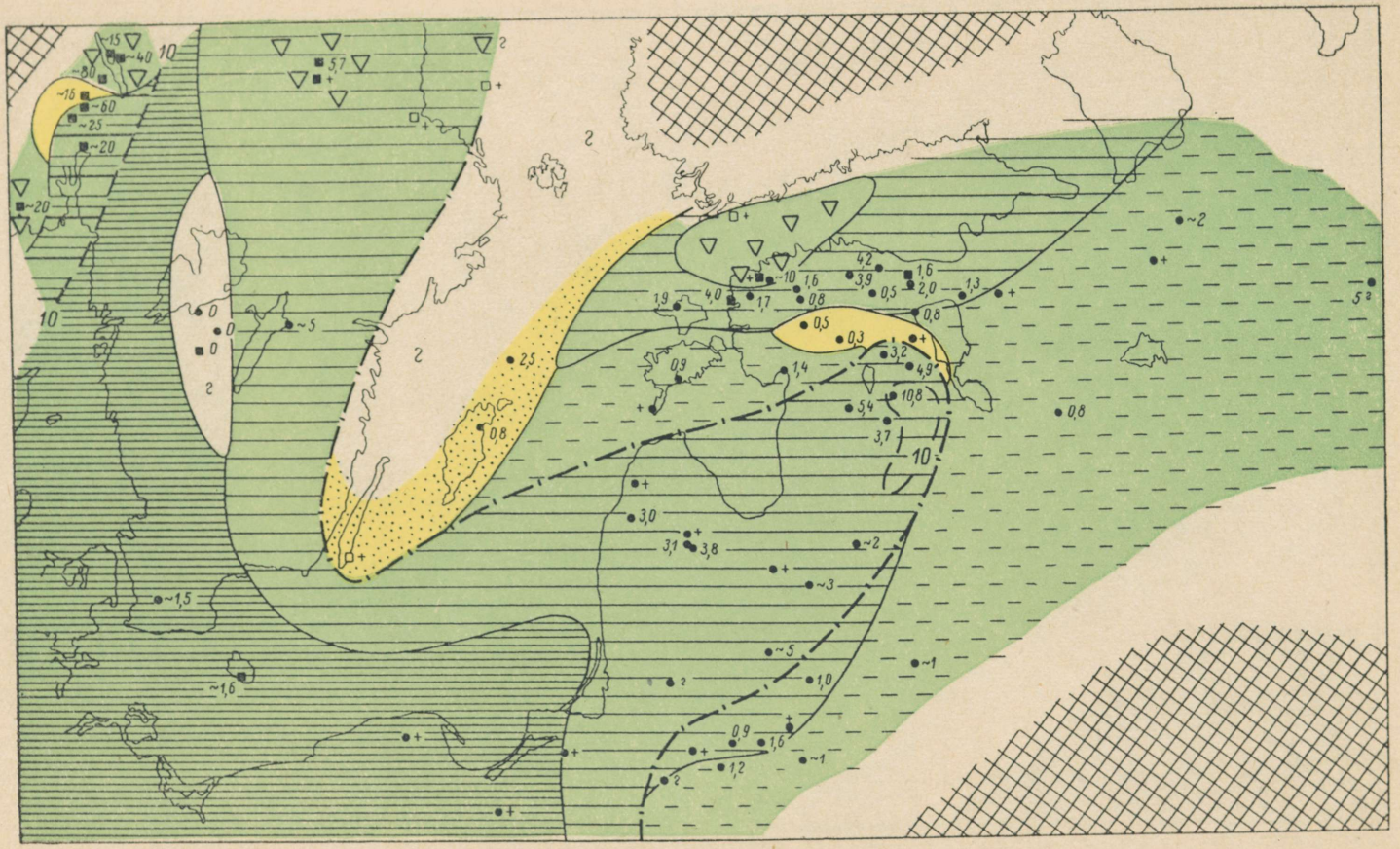


Рис. 60. Карта фаций кейлаского времени D_{II}.


~15
~40
10
~80
~16
~80
~25
~20
~20
10
0
0
0
~5
г
г
5,7
г
г
2,5
0,8
~1,5
~1,6
г
г
г

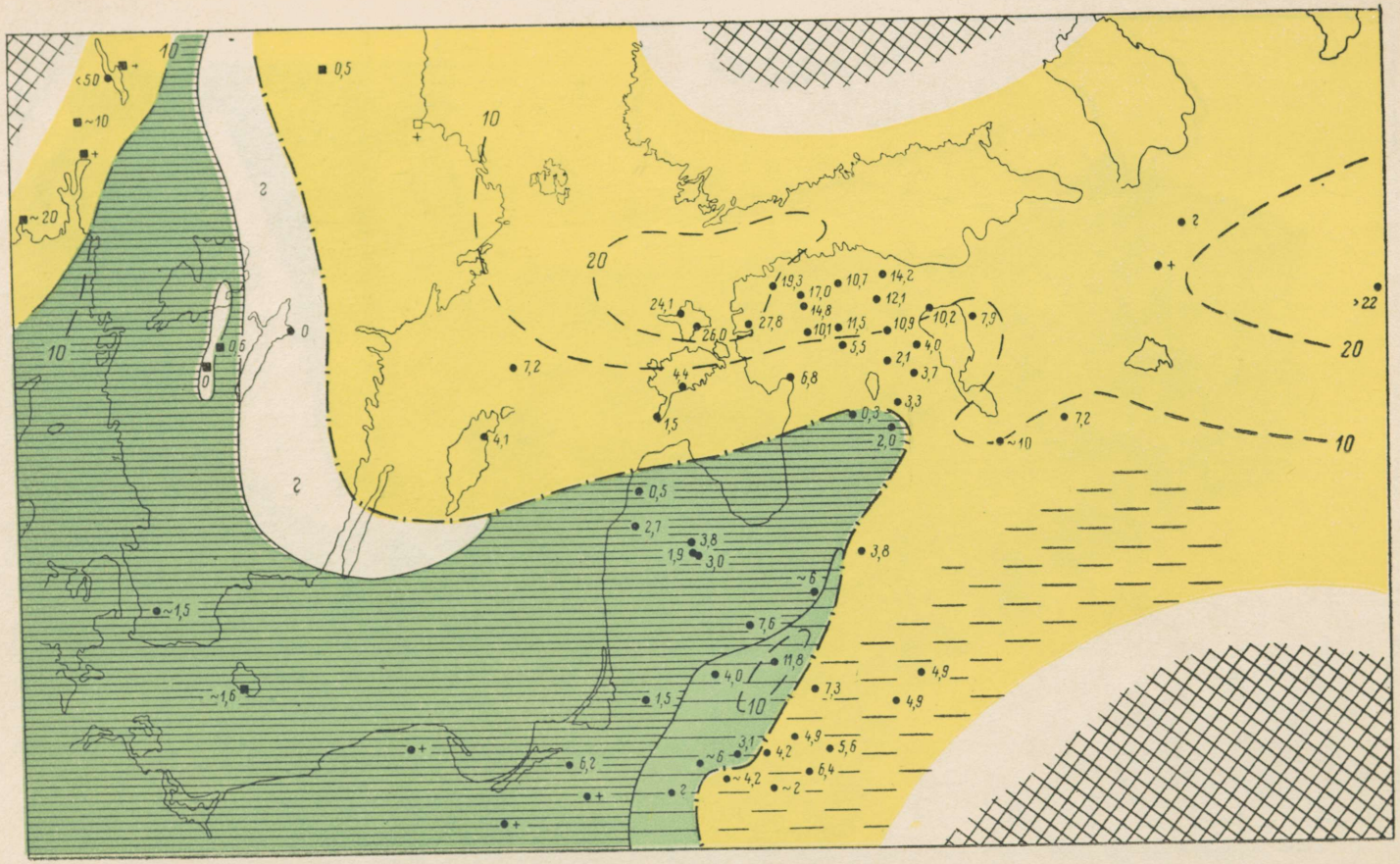
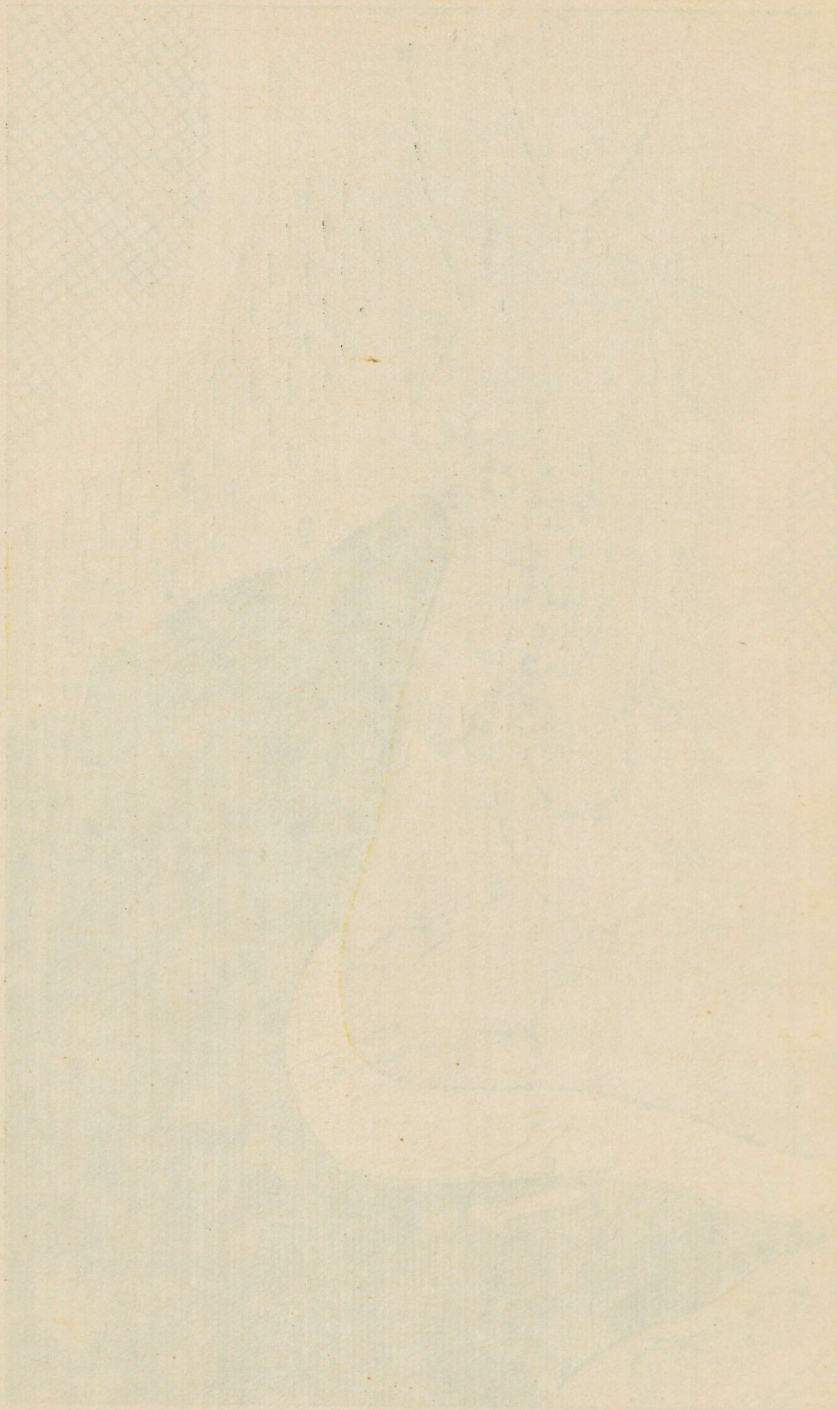


Рис. 62. Карта фаций ракверескоого времени E.



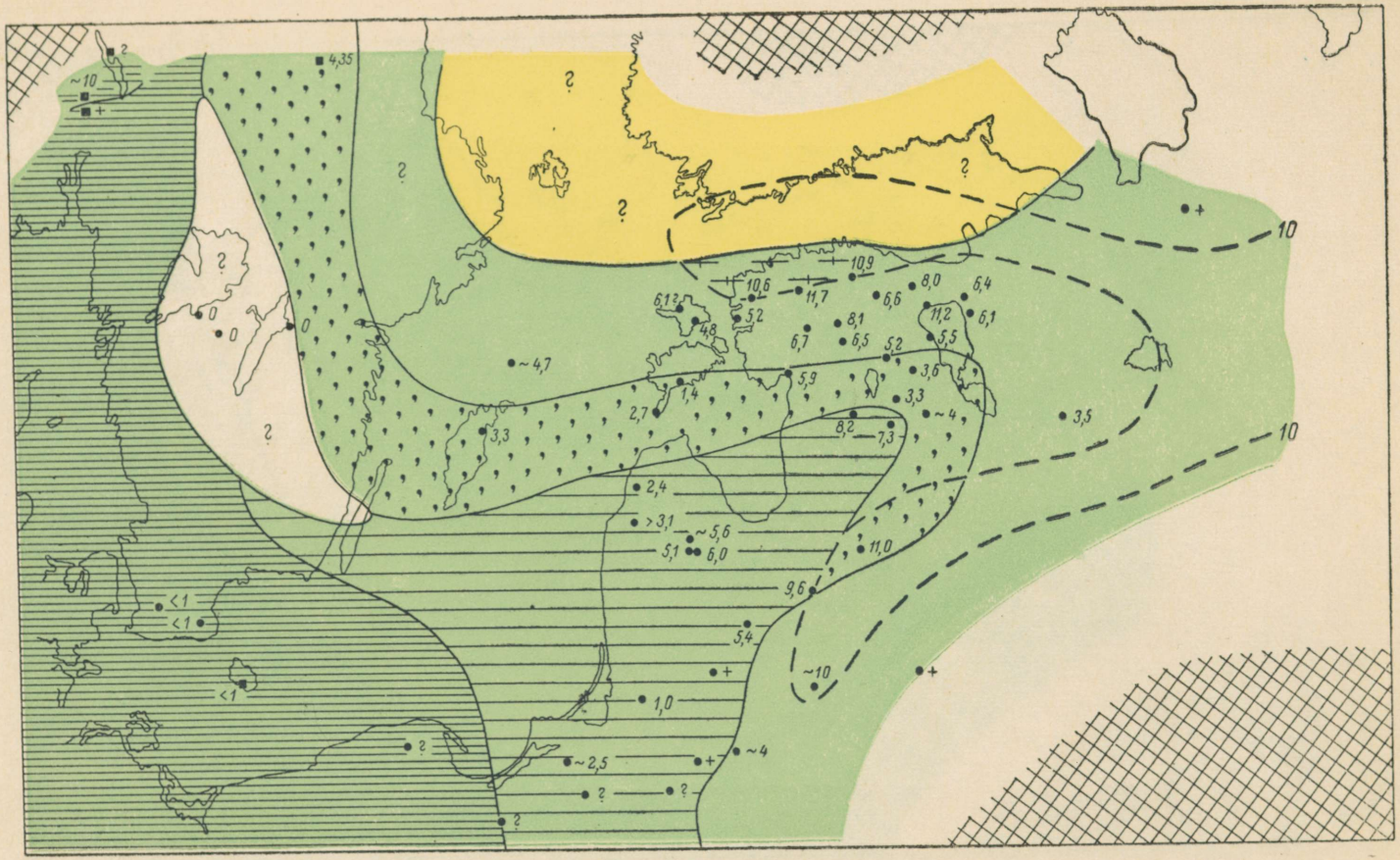


Рис. 63. Карта фаций паэкнаского времени $F_1 a\alpha$.



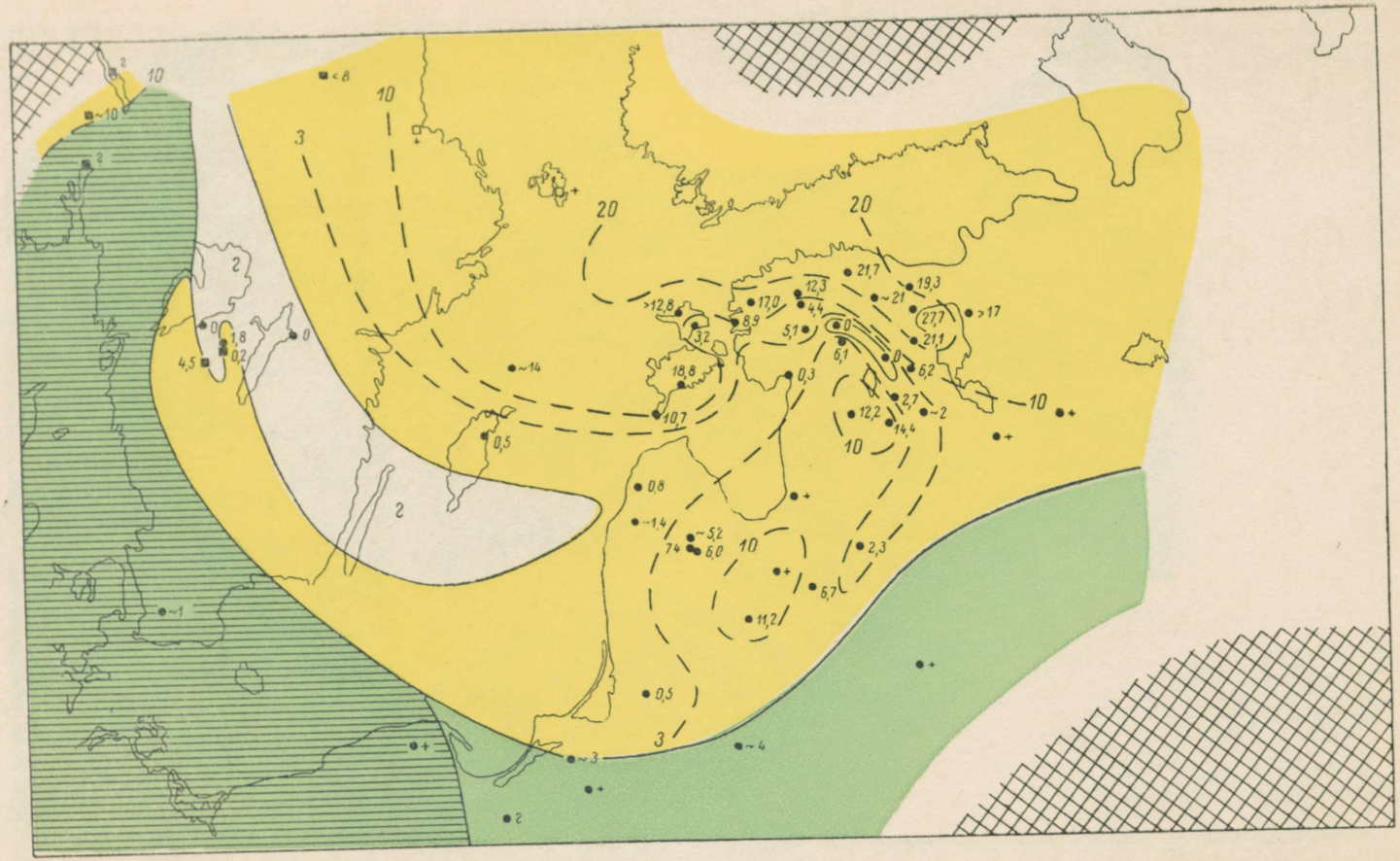


Рис. 64. Карта фаций сауньяского времени $F_1a\beta$.



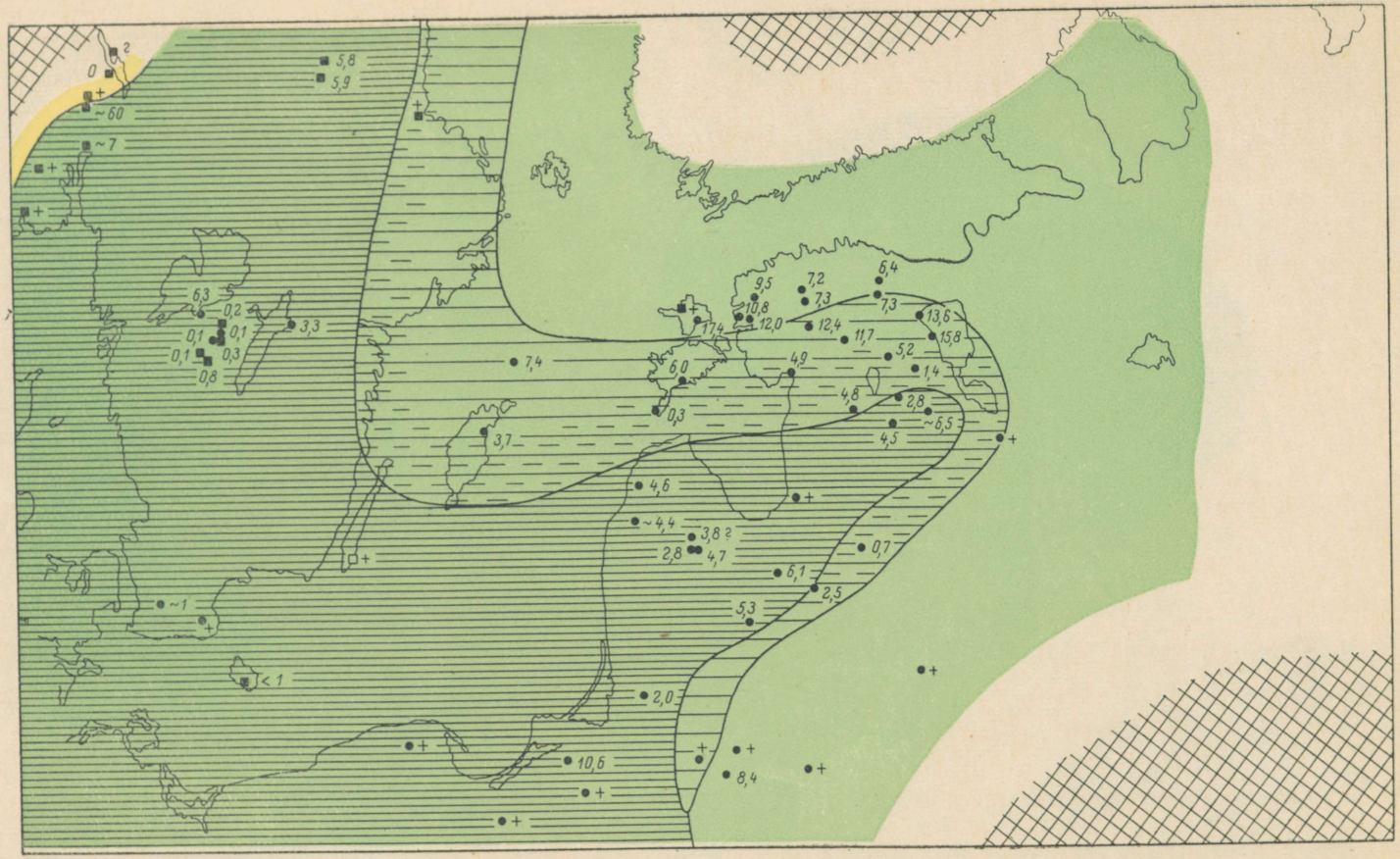


Рис. 65. Карта фаций вормсиского времени F_1b.

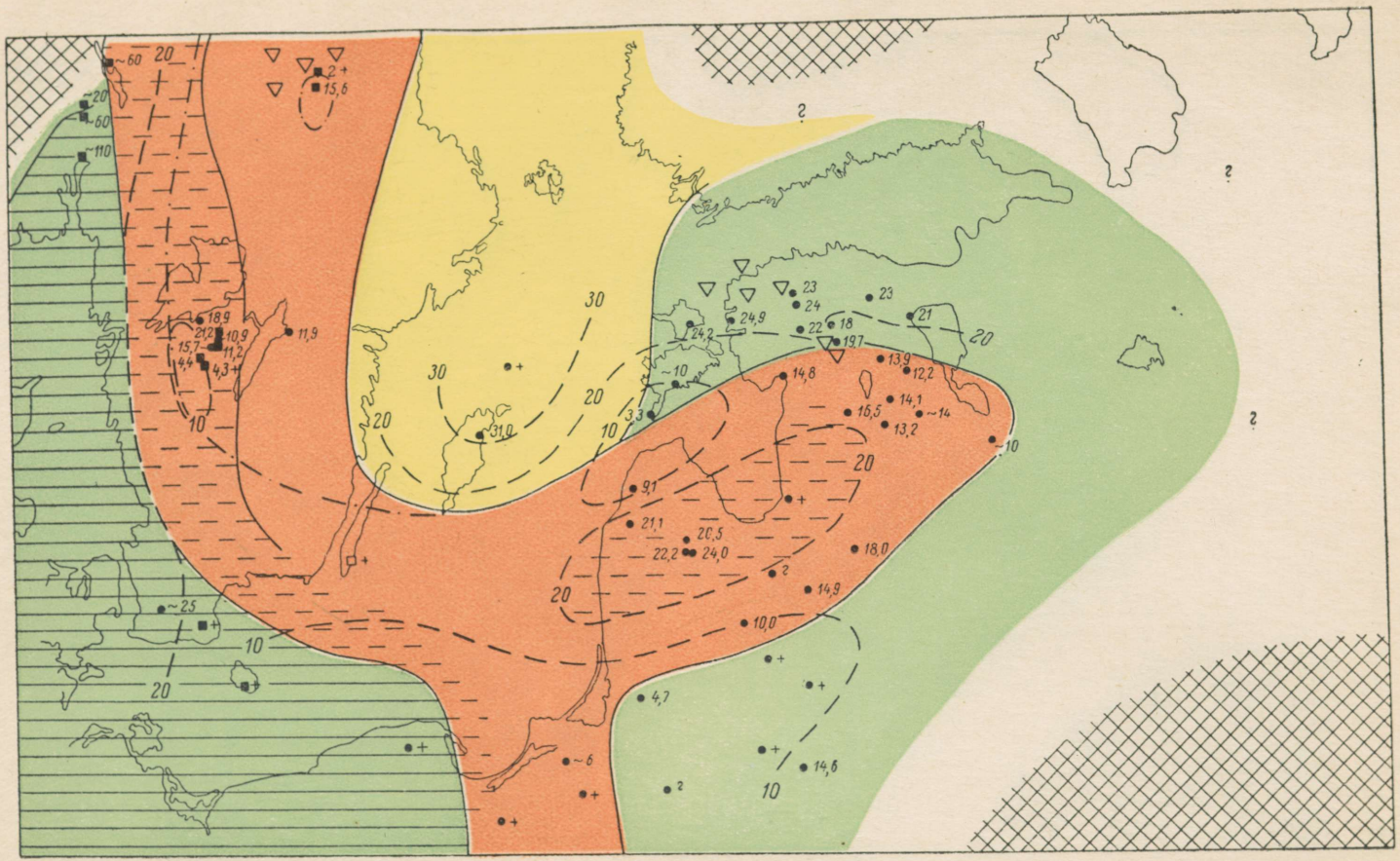


Рис. 66. Карта фаций нийбиского времени F_1c^1.

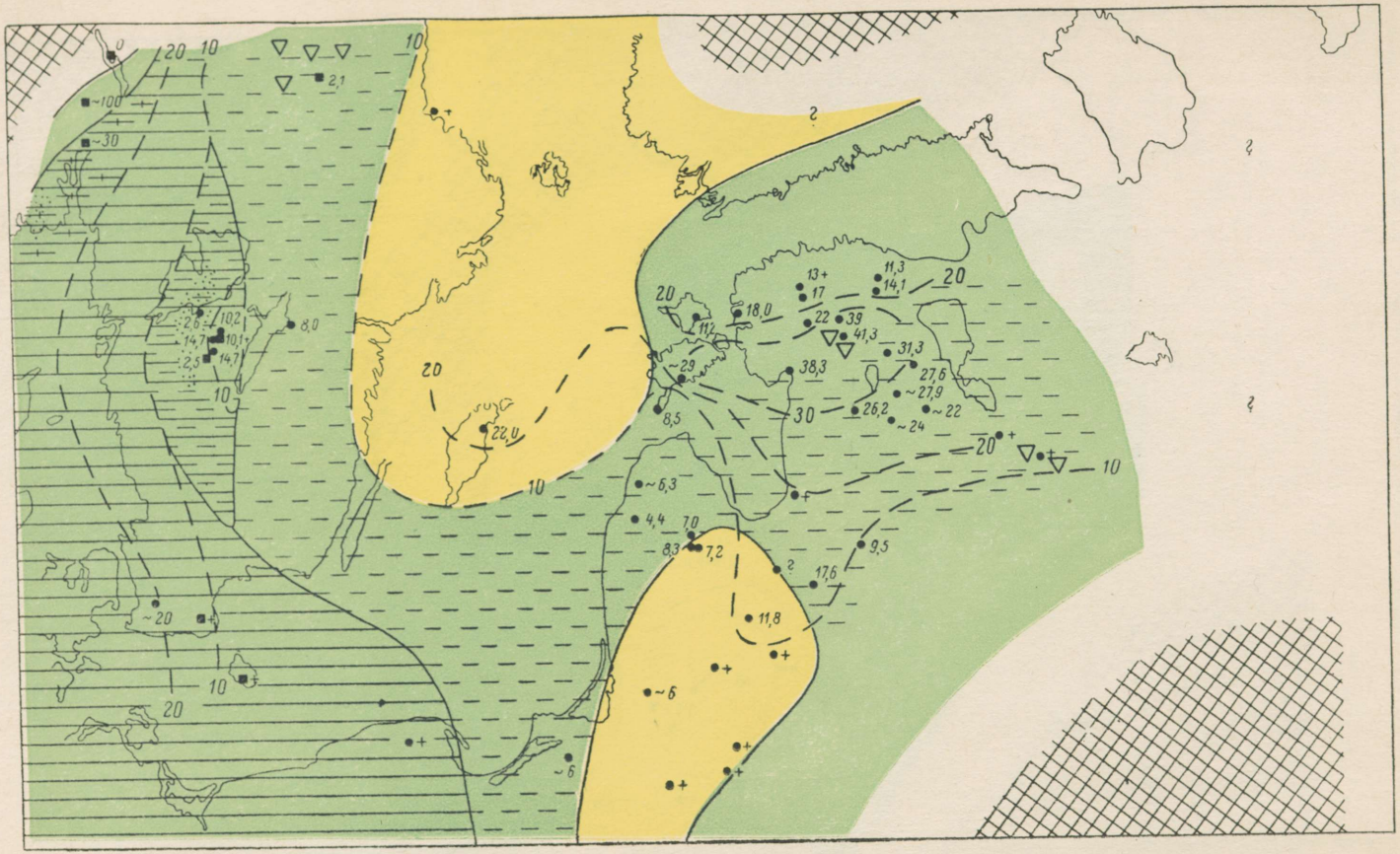


Рис. 67. Карта фаций адилаского времени F_1c^2.

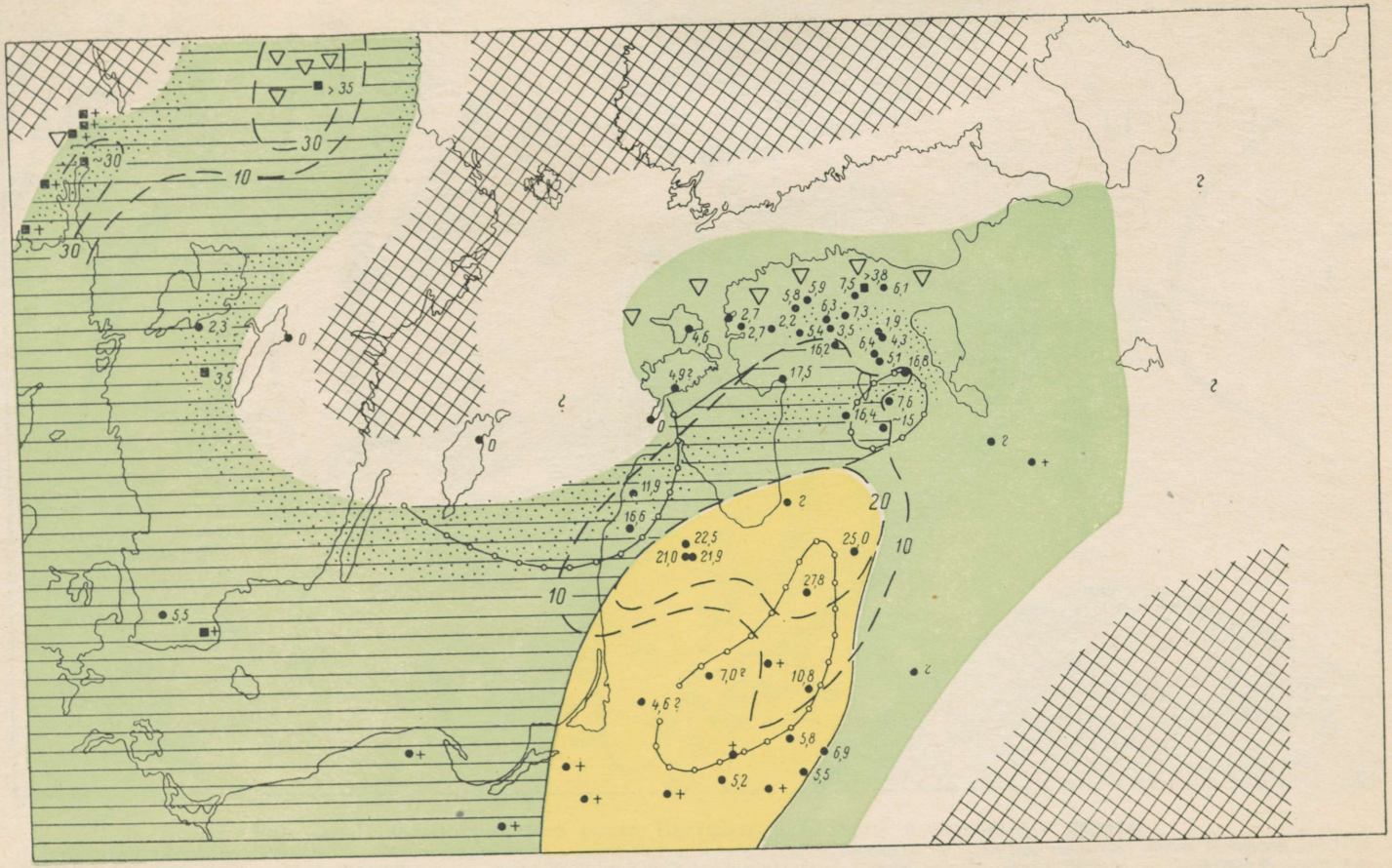


Рис. 68. Карта фаций поркунискогo времени F_{II}.

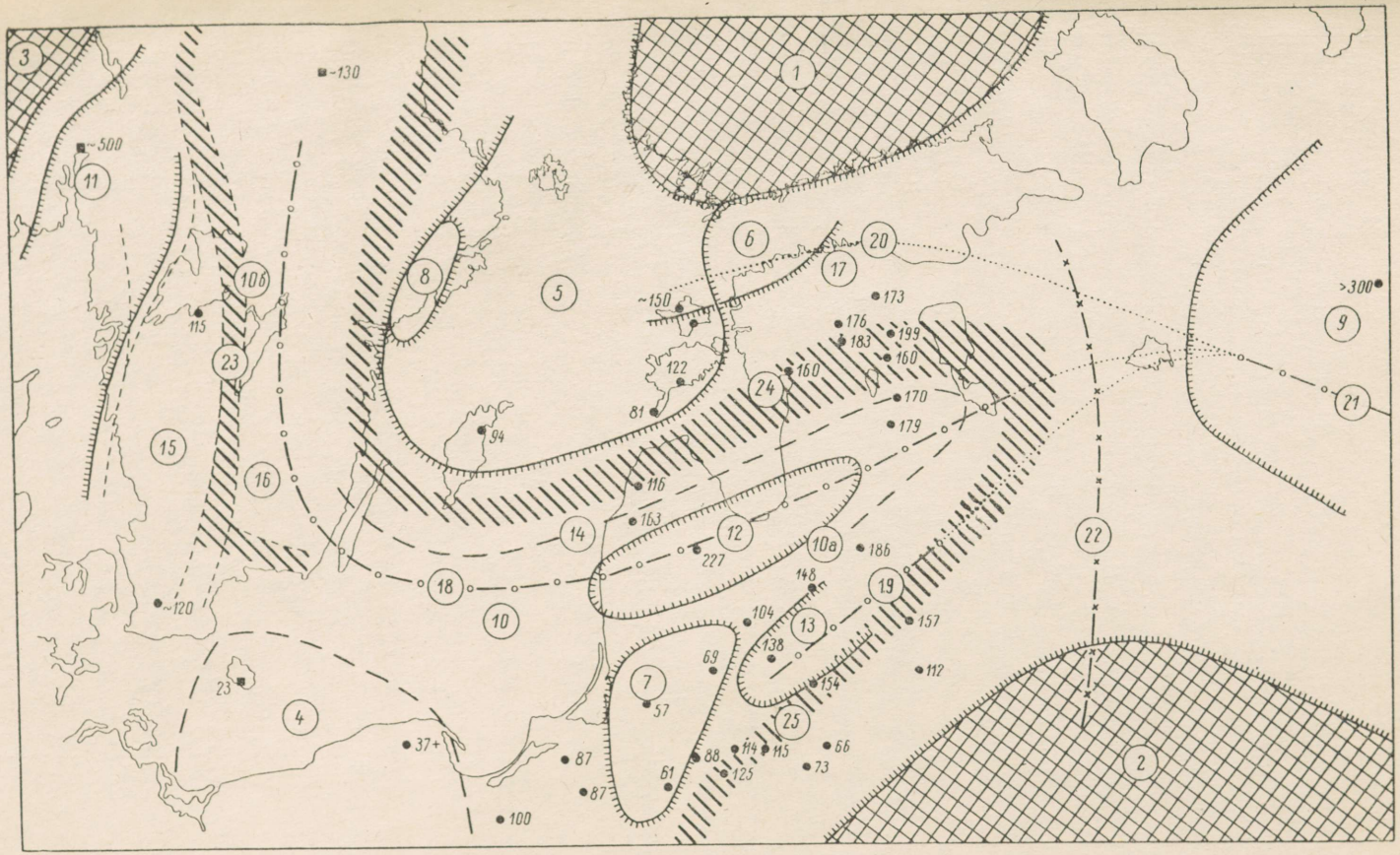


Рис. 69. Палеотектоническая схема Балтийского бассейна в ордовикский период.

1 — Финский выступ фундамента; *2* — Белорусский выступ фундамента; *3* — поднятие Телемарк; *4* — Северо-Польский район поднятия; *5* — Готландское («Средне-Балтийское») поднятие; *6* — Северо-Эстонский район поднятия; *7* — Стонишкяйское «поднятие»; *8* — Тваренское поднятие; *9* — Московская синеклиза; *10* — Шведско-Латвийская зона; *10а* — прибалтийская часть Шведско-Латвийской зоны (Прибалтийская впадина); *10б* — шведская часть Шведско-Латвийской зоны; *11* — Ослоский прогиб и прилегающие пониженные районы; *12* — Елгавский прогиб; *13* — Средне-Литовский прогиб; *14* — граница интенсивно прогибавшейся части Прибалтийской впадины; *15*$_1$ — Вестерйётландский блок; *16* — Естерйётландский блок; *17* — Северо-Эстонский район погружения (Северо-Эстонский прогиб); *18* — предполагаемая ось Шведско-Латвийской зоны; *19* — предполагаемая ось Средне-Литовского прогиба; *20* — предполагаемая ось Северо-Эстонского прогиба; *21* — предполагаемая ось Московской синеклизы; *22* — предполагаемая ось вала, отделяющего Московскую синеклизу от Прибалтийской впадины; *23* — линия раздела между Вестерйётландским и Естерйётландским блоками; *24, 25* — зона разломов, ограничивавшая Прибалтийскую впадину.

Цифры возле скважин и обнажений показывают мощность ордовикских отложений в метрах.

Тартуская Центральная городская библиотека им. Н. В. Гоголя

X
1B-3148

TÜ RAAMATUKOGU
1 0300 01010060 2

X
1B-3148

TÜ RAAMATUKOGU
1 0300 01010060 2

Р.М.МЯННИЛЬ • ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
БАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА В ОРДОВИКЕ