

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК

ГЕОЛОГИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

*(К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
АКАД. Д. В. НАЛИВКИНА)*

Ответственные редакторы
акад. *Б. С. Соколов*, чл.-кор. АН СССР *В. Д. Наливкин*

TTÜ GEOLOGIA INSTITUUT
RAAMATUKOGU

Nr. *7370*



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1989

УДК 551.3.051 : 551.73(474)

Р. Э. Эйнасто

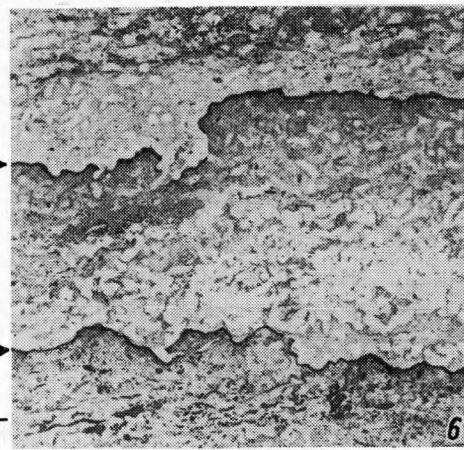
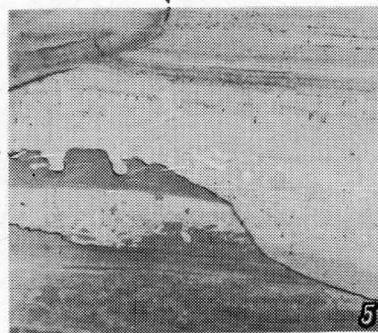
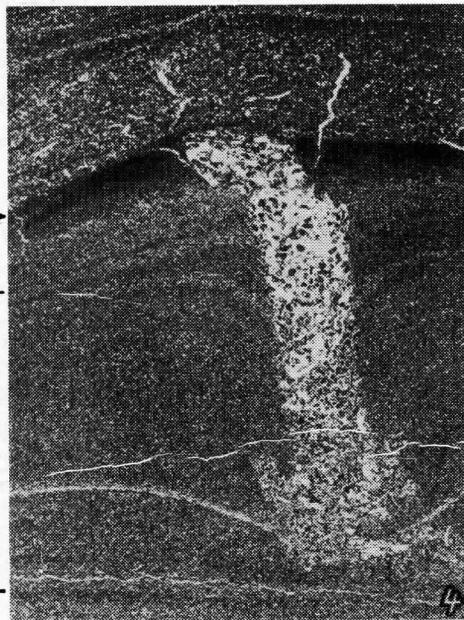
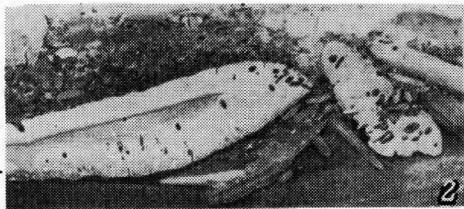
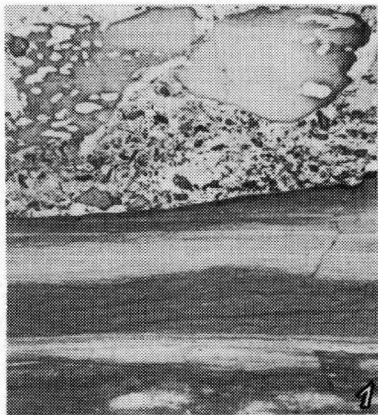
СИСТЕМА ПЕРЕРЫВОВ В СИЛУРЕ СЕВЕРНОЙ ПРИБАЛТИКИ

Большая важность и актуальность изучения перерывов для стратиграфии, палеогеографии, фацологии и палеоэкологии неоднократно подчеркивались Д. В. Наливкиным (1927, 1955, 1974), Р. Ф. Геккером (1935, 1960, 1983), В. С. Яблоковым (1973), И. А. Вылтцаном (1969, 1980) и другими исследователями. В их работах также приведены примеры детальной характеристики и фациальной интерпретации разнообразных поверхностей перерыва (ПП). Однако число таких работ невелико. Ставя проблему перерывов, Д. В. Наливкин (1974) справедливо отмечал, что мы не привыкли к перерывам, мы их видим, но не понимаем, не узнаем и поэтому пропускаем. Действительно, в монографических описаниях ряда опорных разрезов силура до последнего времени наличие поверхностей перерывов почти не отмечалось. По нашим наблюдениям (Мягкова и др., 1977) ПП на многих уровнях сибирских разрезов четко прослеживаются, хотя их, правда, не так много, как в Прибалтике. В Северной Эстонии и Ленинградской области ПП изучаются уже более ста лет (Kurpfer, 1870; Ламанский, 1905; Orviku, 1940). Но лишь в последние годы в ходе кропотливого изучения керн многочисленных скважин, пробуренных в рамках государственного геологического картирования, были установлены необычайно широкое их распространение в ордовике и силуре и большое разнообразие типов.

Благодаря тому что учителем послевоенного поколения геологов Эстонии был акад. К. К. Орвику, кто уже с юных лет под влиянием А. Хейма начал систематическое изучение поверхностей перерывов в разрезах нижнего и среднего ордовика по всему Северо-Эстонскому глинту (Orviku, 1940; Орвику, 1960), мы еще студентами научились распознавать и описывать разнообразные ПП в разрезах, оценивать их значение при расчленении и корреляции разрезов и для восстановления условий седиментации.

Поверхностями перерыва нами считаются те поверхности напластования, которые несут признаки, указывающие на прекращение осадконакопления или размыв нижележащих отложений. Наиболее характерным признаком перерыва в карбонатных отложениях ордовика и силура Прибалтики является полоса пиритовой (темно-серой до черного), или фосфатной (бледно-коричневой), или гетитовой (ржаво-желтой до красной) импрегнации в породе непосредственно ниже ПП (табл. I, II). Ширина (мощность) этой полосы весьма изменчивая: от 1—2 мм до нескольких, по ходам илоедов редко до 15—20 см.

На поверхностях перерывов часто наблюдаются следы зарывания, сверления, прирастания разных организмов, обитавших на полутвердом или окаменевшем грунте во время отсутствия седиментации (табл. I, фиг. 4—6; табл. II, 1—6).



1. Неровная сглаженная поверхность перерыва (III) без импрегнации по верхнему контакту пласта эвритерового доломита с прослоями доломитового глинистого известняка. Выше ПП илесто-обломочно-копролитовый известняк с крупной галькой эвритерового доломита с частыми ходами илоедов. $\times 1.0$. Скв. Каармизе-719, глубина 39.30—39.37 м; рутсиюлаский горизонт, витаские слои (R₁Vt).
2. Плоскогалечный конгломерат на контакте микрокристаллического известняка и эвритерового доломита. Галька сильно просверлена. $\times 1.6$. Везику; рутсиюлаский горизонт, везикуские слои (R₁Vs).
3. Прослой брекчии размывания в мелкозюрчатом доломите. Оба контакта прослоя неровные, негладкие III. $\times 0.8$. Скв. Охесааре, глубина 126.24—126.33 м; рутсиюлаский горизонт, везикуские слои (R₁Vs).

Надежными признаками размыва служат срезание слоев нижележащих отложений (табл. I, фиг. 5), так же как и окатанная галька из нижележащей породы, залегающая над ПП (табл. I, фиг. 1, 2). Эти признаки перерыва и сами поверхности детально охарактеризованы в литературе как у нас (Orviku, 1940; Орвику, 1960; Геккер, 1960; Эйнасто, 1964; Пылма, 1982), так и в зарубежных работах (Weiss, 1958; Jaanusson, 1961).

Следует обратить внимание на неоднозначность термина «перерыв»: с одной стороны, он обозначает временной интервал, соответствующий прекращению осадконакопления или размыву, а с другой — отсутствие геологического тела в разрезе, т. е. конечный результат процесса перерыва. Первое понятие является палеогеографическим, а второе — стратиграфическим. В случае размыва стратиграфический пробел бывает больше временного перерыва. Поэтому мы предлагаем, согласно И. А. Вылцан (1980), в качестве стратиграфического понятия использовать термин «пробел» (Пиррус, Эйнасто, 1987). В качестве временного — палеогеографического можно использовать термин «перерыв». Поскольку пробелы означают отсутствующие геологические тела в разрезе, то для их естественной иерархической классификации, как и любых историко-геологических объектов, ведущим критерием должен быть стратиграфический объем (пропуск) выпавшего стратона (Пиррус, Эйнасто, 1987).

Однако при выявлении значимости пробелов, при их иерархизации этот критерий в чистом виде неприменим, так как один и тот же пробел в прибрежных осадках всегда будет больше, чем в глубоководных. Следовательно, при этом необходимо учитывать фациальную обстановку. Казалось бы, можно было с этой целью использовать критерий площадного распространения пробела, но и этот критерий не идеален, так как распространенность пробела также зависит от фациальной обстановки. К тому же кратковременные перерывы в ряде случаев бывают распространены так же широко, как и длительные. Третьим критерием при иерархизации пробелов может служить ранг цикла осадконакопления, с которым он связан. Но этот критерий не вытекает из характеристик самого пробела и требует привлечения дополнительных данных. К тому же ранговая шкала циклов еще не устоялась.

Таким образом, каждый из упомянутых критериев имеет свои недостатки, и вопрос о выборе их еще ждет своего решения.

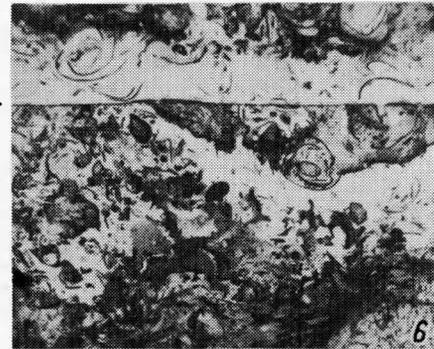
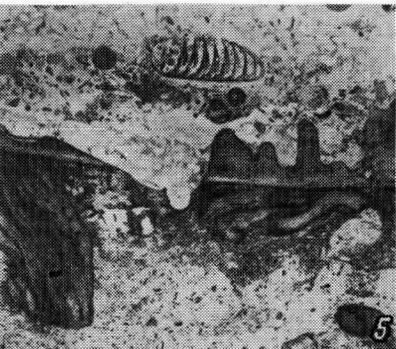
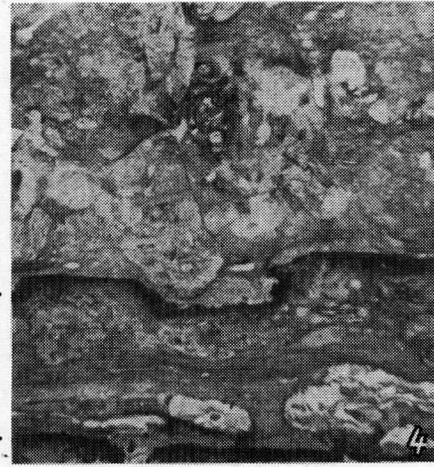
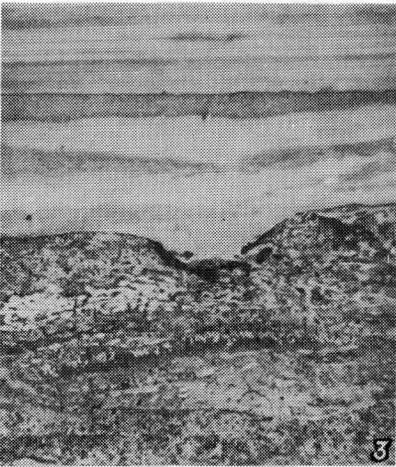
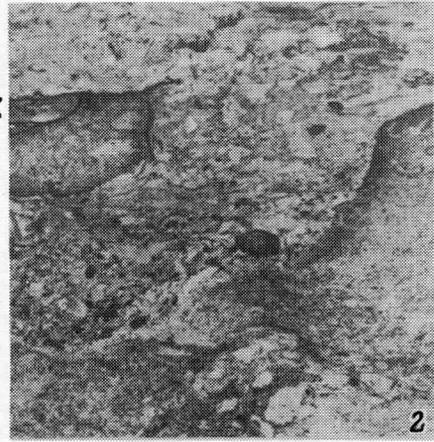
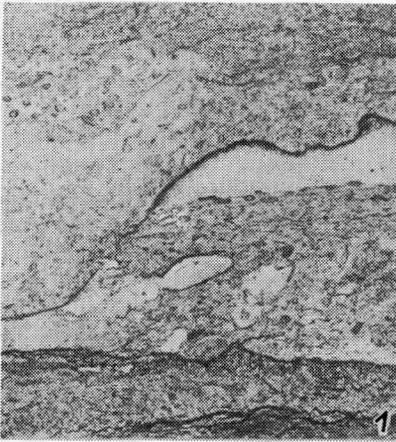
Морфологические особенности ПП, интенсивность и мощность зоны импрегнации и другие признаки обычно не позволяют однозначно определить относительную длительность перерыва. Для этого требуется установление полноты разреза или возраста ниже- и вышележащих слоев с прослеживанием их по площади.

Т а б л и ц а I (продолжение).

4. Неровная сглаженная ПП в эвриптеровом доломите с ходом зарывания, заполненным мелкообломочно-густковым материалом. Заполнявший ход материал был сцементирован до уплотнения вмещающего глинистого осадка. Шлиф. $\times 10$. Скв. Кипи, глубина 44.78 м; вейтаские слои (R_1V_1) роотсикуляского горизонта.
5. Неровные несглаженные ПП без импрегнации в эвриптеровом доломите. Послойно осадок переработан илоедами. $\times 0.7$. Обн. Вейта, интервал 13—21 см ниже кровли пласта; роотсикуляский горизонт, вейтаские слои (R_1Vt).
6. Неровные несглаженные ПП в известкисто-доломитовом биотурбите с рассеянными копролитами. $\times 1.2$. Скв. Охесааре; роотсикуляский горизонт, созгининаские слои (R_1Sn).

Т а б л и ц а II (продолжение).

1. Неровная несглаженная поверхность перерыва (ПП) с тонкой пиритовой каймой только в пределах ливзостанца микритового микрокристаллического известняка. Во вмещающем мелкообломочно-детритовом известняке с кальцитовым цементом пиритизация ПП не развита, пробел скрытый. $\times 3.5$. Скв. Кипи, глубина 40.05 м; роосикуляский горизонт, кууснымские слои (R_1Kn).
2. Неровная несглаженная ПП с прерывистой полосой пиритовой импрегнации только по выступам поверхности, типичная для отложений открытого шельфа. Края кармана, расширяющиеся вниз (налево), оконтуриваются благодаря различию структуры породы: ниже ПП микритисто-мелкодетритовая, выше — неотсортированно микритово-обломочно-детритовая. $\times 1.2$. Скв. Охесааре; роотсикуляский горизонт, вейтаские слои (R_1Vt).



3. Неровная сглаженная ПП по контакту глинисто-известкового биотурбита с рассеянным обломочно-копировитовым материалом и полосчатого известкового доломита. Наверху слабо выраженная несглаженная ровная ПП без импрегнации по подошве пласта эврипртерового доломита. $\times 0.8$. Скв. Кипи, глубина 44.8 м; рюотсиюлаский горизонт, вийтаские слои (K_1Vt).

4. Сильно пиритизированные неровные несглаженные ПП, характерные для глинисто-доломитового биотурбита обособленного шельфа. $\times 1.0$. Скв. Каугатуме; паадлаский горизонт, низы саувереских слоев (K_2S).

5, 6. Ровная сглаженная поверхность, размыта со срезающими опколитами, нарощими, частично размытыми строматолитами в микритово-обломочно-детритовых доломитовых известняках. Типична для базальных пластов мезоциклитов венлока и лудлова Эстонии. $\times 0.5$. Клифф Соэгина; низы соэгининских слоев (K_1Sn).

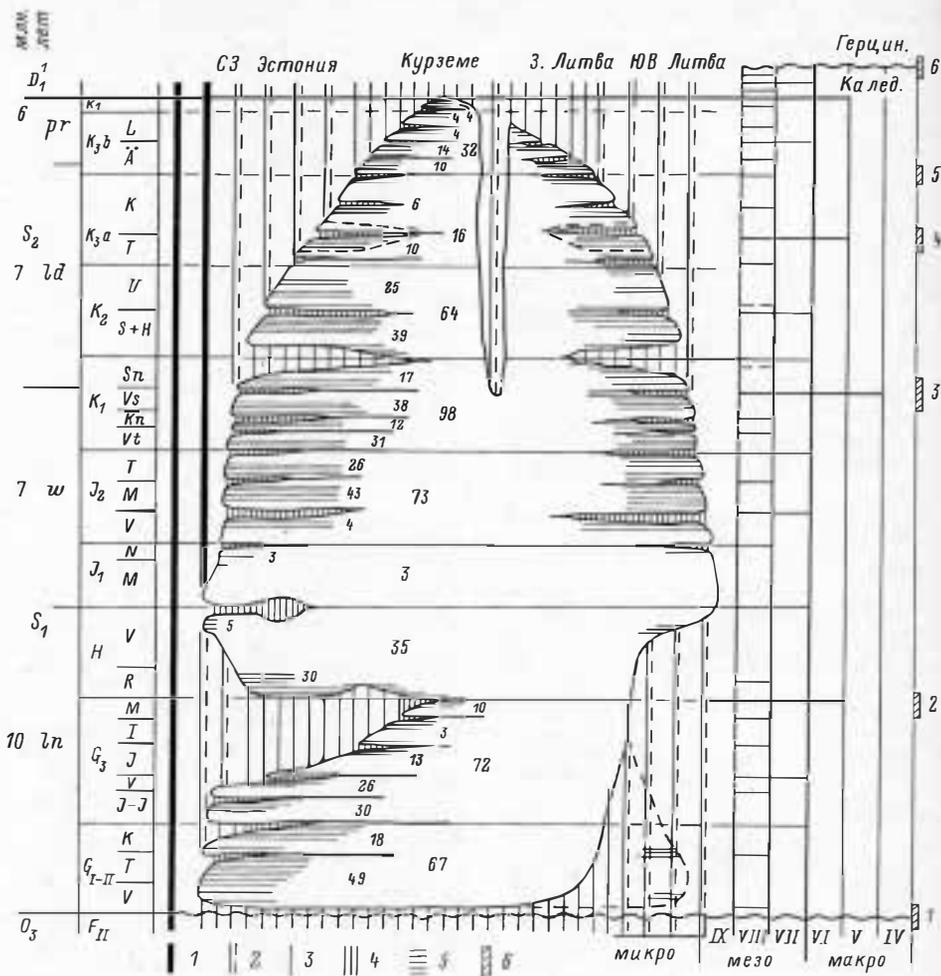


Рис. 1. Идеализированная схема сопоставления стратиграфических подразделений, пробелов и циклов разного порядка в разрезе силурийских отложений Прибалтики.

Цифрами показано максимальное количество поверхностей перерыва по горизонтам, а также по свитам, слоям и пачкам, зарегистрированное по ярусам буровых скважин. Ярусы: S_{1ln} — лландовери, S_{1w} — венлок, S_{2ld} — лудлов, S_{2pr} — прждиоли; ■ — лохов. Горизонты: F_{II} — поркуниский, G_{I-II} — юрский, G_3 — райккюлаский, H — адаверский, J_1 — яаниский, J_2 — яагарахуский, K_1 — роотсикюлаский, K_2 — шаадлаский, K_{3a} — курсеараский, K_{3b} — каугатумаский, K_4 — охесаареский. Свиты, слои и пачки: $G_{I-II}V$ — варболаская, $G_{I-II}T$ — тамсаулская, $G_{I-II}K$ — каринуская, G_3JJ — ярва-яаниские, G_3V — вьндраские, G_3J — йьгеваские, G_3I — имаверские, G_3M — мыхкюлаские, $H'R$ — румбаская, $H'V$ — велизуская, J_1M — мустьяласская, J_1N — ниназеская, J_2V — вильсандиские, J_2M — маазиские, J_2T — тагаверские, K_1Vt — вийгаские, K_1Kp — кууснымеские, K_1V_5 — везикуские, K_1Sn — созгинаские, K_2S+H — сауверские и химмистерские, K_2U — удюверские, $K_{3a}T$ — тахулаские, $K_{3a}K$ — кудьяские, $K_{3b}A$ — эйгуские, $K_{3b}L$ — льюские; 1 — гиганпробел; 2 — макропробел; 3 — мезопробел; 4 — микропробел; 5 — нанопробел; 6 — фазы орогенеза в соседних геосинклиналях (1 — Такоуская, 2 — без названия, предложенная автором, 3 — без названия, 4 — Краковская, 5 — Арденнская, 6 — Эрийская).

Такие данные для силура Прибалтики получены лишь для пяти уровней: для нижней и верхней границы силура; для границы между средним и верхним лландовери; для нижней и, вероятно, верхней границы лудлова. Наиболее значимые пробелы устанавливаются на границах силурийской системы, менее значимый — над средним лландовери и еще меньшие — над и под лудловом. Следует отметить, что самый крупный перерыв располагается выше силура и приурочен к зигенскому ярусу нижнего девона.

Уровни этих пробелов совпадают с границами седиментационных циклов и с основными фазами тектогенеза в соседних геосинклинальных областях (рис. 1). Но такое совпадение не говорит о том, что причиной цикличности служат местные тектонические движения. Скорее такой причиной являются эвстатические колебания уровня океана. На это указывает и широкое распространение сходной цикличности в Подолии (Цикличность... , 1983), а также в Великобритании и на западном склоне Урала.

Пробелы имеют различную выраженность в мелководных шельфовых фациях и в депрессионных — глинистых.

Шельфовые отложения представлены циклично чередующимися разнообразными по составу, структурам и текстурам карбонатными породами. В них фиксируется огромное количество ясно выраженных поверхностей перерывов.

Депрессионные отложения сложены однообразными мергелями, глинами и граптолитовыми аргиллитами. Видимых пробелов в них не обнаружено. Лишь на склонах шельфа в монотонных мергелях биостратиграфически установлены единичные пробелы, на границе лландоверийского и венлокского ярусов (в скважине Ристикюла), а также на нижней границе курессаарского горизонта (лудлов) (в скв. Павилоста). Эти два пробела литологически не маркированы. Поэтому мы не можем утверждать, что в мергельных фациях, где не отмечаются пробелы по литологическим признакам, в действительности они отсутствуют. Отсутствие видимых пробелов может также объясняться неблагоприятными условиями их захоронения.

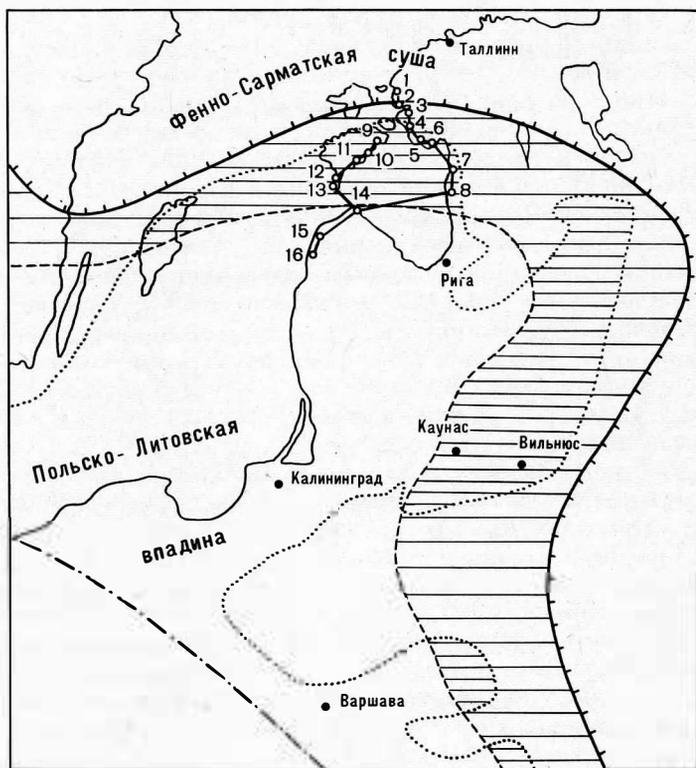
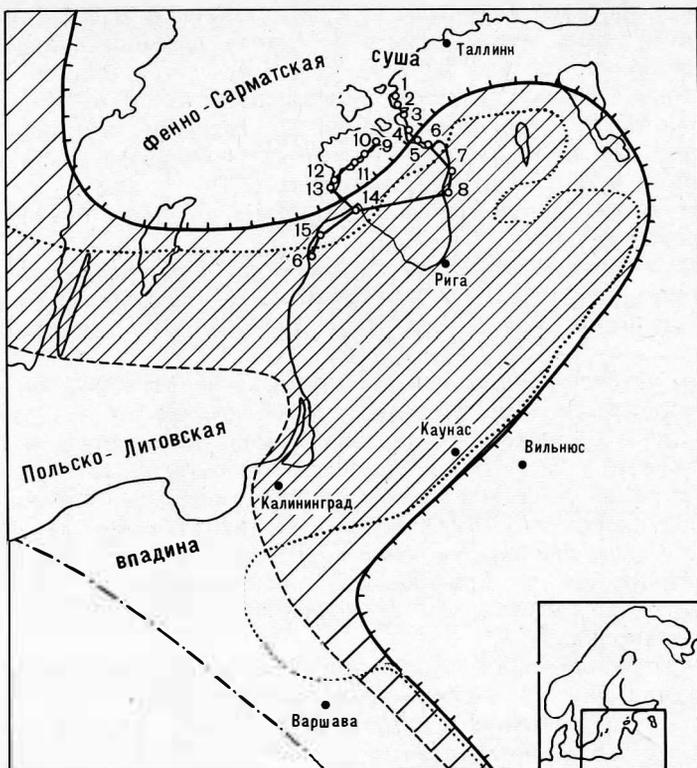
В наиболее глубокой части Балтийского бассейна, в частности в Польско-Литовской впадине (рис. 2), непрерывная седиментация продолжалась практически в течение всего ордовика и силура, т. е. почти сто миллионов лет. Если перерывы здесь и существовали, то они были столь кратковременны, что не отразились в непрерывной последовательности граптолитовых зон.

Перейдем к описанию пробелов разного ранга.

Пробел на границе ордовика и силура установлен в Прибалтике повсеместно, но его стратиграфический объем в разных структурно-фациальных зонах различен. В Северной Эстонии самая верхняя часть поркуниского горизонта (возрастной аналог салдусской свиты) отсутствует. В переходной полосе между мелководношельфовой и депрессионной зонами в ряде скважин установлено отсутствие всего поркуниского, а в отдельных случаях (скв. Охесааре, Аре и др.) — также пиргуского горизонта. Такая необычная для платформенного бассейна ситуация, где перерыв максимальной длительности установлен не в прибрежной части, а на бровке шельфа, объясняется абразионной деятельностью регрессировавшего моря. В это время морской бассейн сохранялся только в центральной, погруженной части Балтийской синеклизы, а прибрежная полоса с максимальной гидродинамической активностью может быть ограничена современными выходами малоустойчивых карбонатноглинистых отложений халликуской свиты (рис. 2, О³₃). Следует отметить, что в это время в Северной Сахаре существовал ледниковый покров.

Пробел на границе среднего и верхнего лландовери был описан автором раньше (Сопоставление... , 1972; Эйнасто, 1986). Стратиграфический объем этого пробела установлен В. Нестор (1976), доказавшей, что в Западной Эстонии с юга на север постепенно выклиниваются средняя и верхняя части райккюлаского горизонта в объеме почти всего среднего лландовери. Отсутствие среднелландоверийских отложений в Юго-Восточной Литве, на востоке Брестской впадины и в Подолии (Эйнасто и др., 1980) позволяет заключить, что этот пробел распространен по всему западу Восточно-Европейской платформы.

Аналогичная картина установлена и в Уэллском бассейне Англии, где единственный в нижнем силуре пробел с угловым несогласием и размывом прослеживается на этом же уровне (The Llandovery... , 1983). Изложенное позволяет



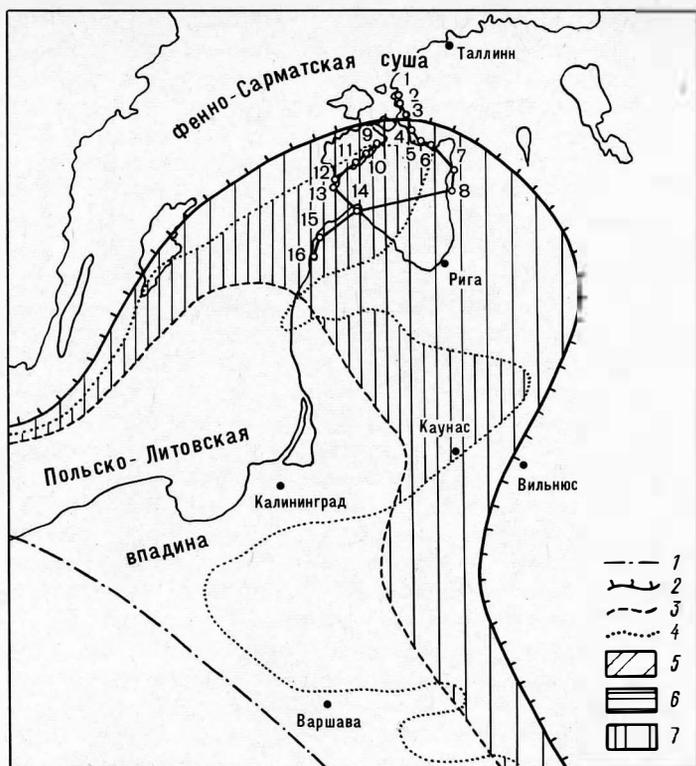


Рис. 2. Площади распространения шельфовых карбонатных осадков с поверхностями перерыва в Балтийском бассейне в конце ордовикского периода (O_3^3), в середине венлокского (S_1W_2) и лудловского веков (S_2L_2). Использованы также рукописные данные Х. Нестора, Л. Пылма (O_3) и Д. Кальо (S_1S_2).

1 — юго-западный край Восточно-Европейской платформы (линия Торквиста); 2 — предполагаемая береговая линия; 3 — предполагаемый внешний край шельфа; 4 — граница современных выходов отложений; 5–7 — густая штриховка — площадь распространения шельфовых отложений, сохранившихся от послесилурийской денудации; редкая штриховка — предполагаемое распространение шельфовых осадков за пределами современных выходов. Кружками по западному берегу Эстонии и Латвии обозначены скважины опорного профиля (см. рис. 3).

предполагать наличие на границе среднего и позднего лландовери фазы тектогенеза в Каледонской и Среднеевропейской геосинклиналях.

Поверхность перерыва на рассматриваемой границе прослеживается в Северной Прибалтике в глубь бассейна — в иловые отложения и имеет наиболее широкое распространение (рис. 3).

Однако в центральной части Балтийской синеклизы в это время происходило интенсивное погружение, не компенсировавшееся медленным накоплением темных «битуминозных» илов.

Пробелы на нижней и верхней границах лудловского яруса намечены последними биостратиграфическими работами. Данные В. Нестор указывают на отсутствие низов лудлова на севере Прибалтики, а П. П. Лапинскаса (устное сообщение) — также и его верхов, что следует из корреляции скважин у Павилоста и Вентспилса с более северными разрезами.

Пробел в кровле силура на большей части Прибалтики является постседиментационным, местами доэмским или даже более поздним. В течение этого длительного времени, отвечающему рубежу между каледонским и герцинским геотектоническими циклами, по всему западу Восточно-Европейской платформы существенно изменился структурный план. В центре Балтийской синеклизы,

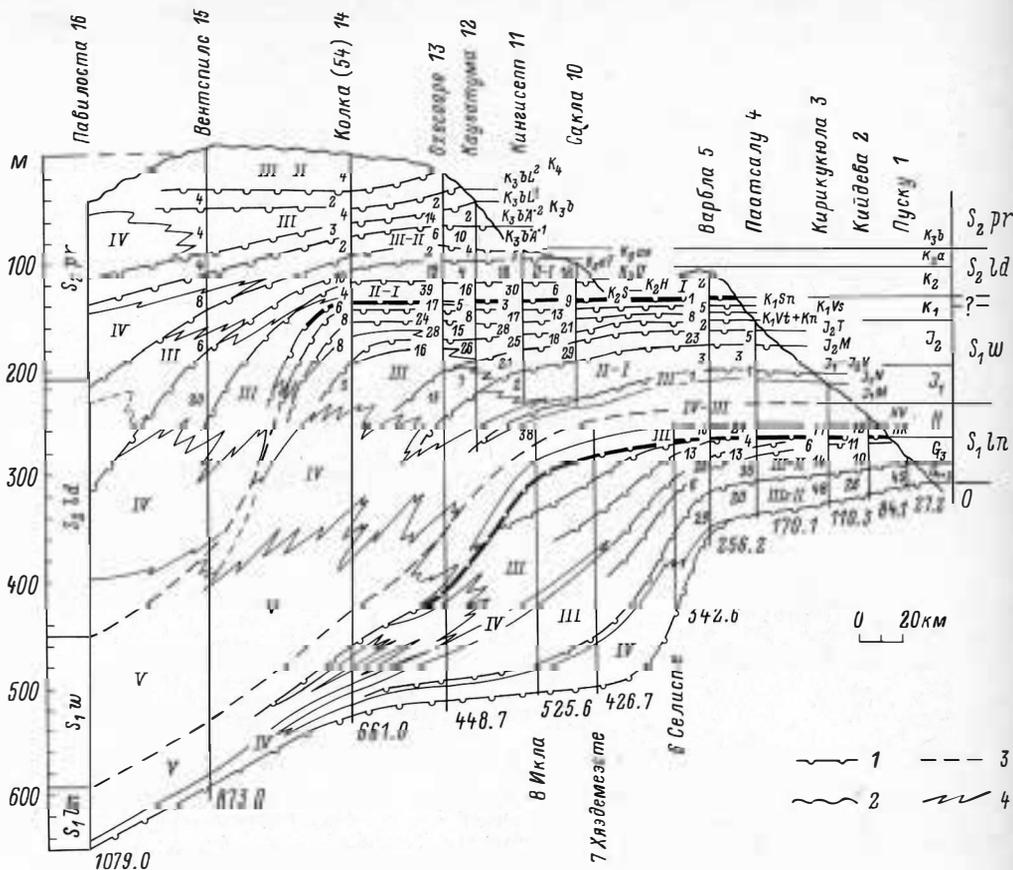


Рис. 3. Распространение поверхностей перерыва на опорном фациальном профиле Северной Прибалтики.

Цифрами обозначено количество зарегистрированных по ядру буровых скважин поверхностей перерыва в дробных стратиграфических подразделениях; 1 — поверхности перерыва мезо- и микропробелов на границах мезоциклов; 2 — поверхность послесилурийской денудации (макро- и гигаробелы); 3 — границы ярусов в депрессионных и склоновых карбонатно-глинистых фациях непрерывной седиментации; 4 — латеральные границы макрофаций. Макрофациальные зоны: I — прибрежно-тиховодная (лагунные седиментационные доломиты, микритовые биотрубиты, волнистослоистые доломитистые известняки обособленного шельфа); II — отмельно-баровая (чистые зернистые биоморфно-детритовые и обломочные известняки с биогермами, банками), зоны постоянного волнения и донных течений, включают и площади нулевой седиментации; III — открытосельфовая (комковатые илесто-детритовые глинистые известняки); IV — склоновая (мергели однородные и с комками глинистого известняка); V — депрессионная (керогенистые аргиллиты с граптолитами). Стратиграфические индексы см. на рис. 1. Цифрами выше (ниже) названий скважин обозначено их расположение на рис. 2.

где в течение всего раннего силура и лудлова накапливались депрессионные граптолитовые илы, возникла Лиепайско-Псковская антиклинальная зона и начался интенсивный размыв этих отложений (рис. 1 — «каньон» наверху в центре, рис. 2 — в плане). На крыльях синеклизы были полностью уничтожены мелководные отложения, накопившиеся во время максимума силурийской трансгрессии.

Косвенными указаниями на длительность рассмотренных пробелов могут служить последние данные по абсолютному возрасту (Шкала. . ., 1985), а также их сопоставление с количеством мезоциклов, выделяемых в ярусах силура. Всего в силуре Эстонии выделяется 28 таких мезоциклов (рис. 1, графа VIII). Общая продолжительность силура равна 30 млн. лет. Следовательно, на каждый мезоцикл приходится в среднем приблизительно 1 млн. лет. Сравнивая имею-

щеся в ярусе число мезоциклитов с длительностью этого яруса, можно приблизительно определить, сколько мезоциклитов не хватает и, следовательно, длительность пробелов, соответствующую выпавшим мезоциклитам. Используя этот путь, можно установить, что длительность перерыва в лландовери, вероятно, будет равна 3—4 млн. лет, а по границам лудлова не более 1 млн. лет. Понятно, что такие оценки являются только ориентировочными.

Следующую категорию пробелов, уступающую по четкости выраженности, резкости литологической смены и площади распространения, составляют пробелы, разделяющие мезоциклиты. В среднем лландовери, венлоке и лудлове в низах мезоциклитов залегают базальные пласты, представленные обломочно-детритово-биоморфными известняками, часто с онколитами и строматолитами. К верхам мезоциклитов приурочены пласты (обычно два) седиментационных доломитов. На границах фиксируются мелкие сближенные ПП, а иногда и локально сохранившиеся трещины усыхания. Признаки размыва отсутствуют, что, по-видимому, указывает на малую продолжительность континентальных перерывов.

Широкое распространение этих перерывов по всему шельфу Балтийского бассейна (рис. 2, S_1W_2 и S_2Id_2) и отчетливое сходство строения мезоциклитов Прибалтики и Подолии позволяют предполагать, что причиной их образования также служат эвстатические колебания уровня Мирового океана.

Все остальные поверхности перерывов, располагающиеся внутри мезоциклитов, являются теоретически границами циклитов более низких порядков. На каждом перерыве наблюдается скачкообразное изменение знака в направленности седиментации. Этот признак и явился основным при выделении рассматриваемых циклитов и установлении границ между ними. Внутри циклитов изменение литологических параметров происходит направленно.

Морфологические особенности ПП рассматриваемого ранга тесно связаны с фациальными обстановками и больше всего с гидродинамическими, гидрохимическими и биогенными факторами (Эйнасто, 1964). Выделяется четыре типа ПП:

- 1) ровные, впоследствии не сглаженные,
- 2) неровные, впоследствии не сглаженные,
- 3) неровные, впоследствии сглаженные,
- 4) ровные, впоследствии сглаженные.

В прибрежно-тиховодных условиях (лагунные, обособленно-шельфовые) и удаленно-шельфовых условиях образовались в основном несглаженные ПП (табл. I, фиг. 3—6, табл. II, фиг. 2, 4), как ровные, так и неровные ПП. В субтурбулентных условиях в тыльной части отмели и в пределах открытого шельфа — неровные, сглаженные ПП (табл. I, фиг. 1, табл. II, фиг. 1, 3), а в зоне постоянного движения воды на внешнем склоне отмели — ровные сглаженные ПП (табл. II, фиг. 5, 6).

Неровности создаются чаще всего жизнедеятельностью зарывающихся организмов в неотвердевшем осадке, а также одноактным механическим размыванием верхнего слоя затвердевшего осадка. Последующее длительное механическое воздействие движущейся воды с песком, галькой, детритом ракуши ведет к выравниванию и сглаживанию каменистого дна, что на многих примерах детально доказано Р. Ф. Геккером (1960, 1983). Наблюдения над современным каменистым дном Персидского залива и захоронениями ПП в современных отложениях доказали возможность относительно быстрой литификации карбонатных осадков в подводных условиях, что хорошо согласуется с нашими предположениями по поводу образования раннепалеозойских ПП.

Подавляющее большинство из них образовалось в подводных условиях в зоне постоянного волнения, где в условиях весьма небольшого уклона морского дна находилась широкая полоса нулевой седиментации. Такая полоса в начале лудловской трансгрессии во время образования базального онколитово-обломочного пласта имела ширину более 50 км. В зоне волнения зернистый осадочный

материал (детрит, обломки пород, оолиты) транспортировался по законам асимметричной волновой энергии — скачками (главным образом волочением по дну) в сторону берега, где накапливался в виде валов и баров, а тонкий иловый материал относился во взвешенном состоянии в сторону открытого моря и отлагался ниже иловой линии (Наливкин, 1969).

Подводя итог, следует сказать, что в силурийском Балтийском бассейне, где существовали весьма благоприятные условия для образования и захоронения множества поверхностей перерывов, выделяются следующие ранги перерывов:

- 1) разделяющие крупные геотектонические циклы длительностью 180—200 млн. лет (в низах нижнего девона);
- 2) разделяющие циклы седиментации в 30 млн. лет (кровля и подошва силура);
- 3) разделяющие циклы длительностью 7—10 млн. лет (внутри ландовери, выше и ниже лудлова);
- 4) разделяющие еще более мелкие циклиты длительностью около 1 млн. лет (их в силуре 28);
- 5) разделяющие многочисленные мелкие циклиты.

Еще нельзя считать установленным количество рангов перерывов, так же как и циклов и циклитов. Возможно, их больше, чем перечислено. Еще недостаточно ясна связь различных типов перерывов, их длительности и протяженности с циклами различной иерархической значимости. Еще остаются несовершенными методы обнаружения скрытых перерывов.

Хочется закончить словами Д. В. Наливкина (1974): «Неизвестность сопровождается почти все перерывы, она ставит перед нами все новые и новые, нередко неожиданные вопросы. Решение их — одна из основных задач современной стратиграфии».

Литература

- Вылцан И. А. Опыт диагностики и оценки продолжительности скрытых перерывов в осадочных формациях // Тр. Томск. ун-та. 1969. Т. 203. С. 75—85.
- Вылцан И. Я. Методы выявления и оценки продолжительности явных и скрытых перерывов в осадконакоплении // Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 132—144.
- Геккер Р. Ф. Явления прирастания и прикрепления среди верхнедевонской фауны и флоры Главного девонского поля // Очерки по этиологии и экологии населения палеозойских морей Русской платформы. М., 1935. С. 159—280. (Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР; Т. 4).
- Геккер Р. Ф. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна // Тр. ИГ АН ЭССР. 1960. Т. 5. С. 199—227.
- Геккер Р. Ф. Гладкое каменное морское дно и его население // Тафономические и экологические особенности фауны и флоры Главного девонского поля. М.: Наука, 1983. С. 109—122.
- Ламанский В. В. Древнейшие слои силурийских отложений России // Тр. Геол. ком. Н. сер. 1905. Вып. 20. 203 с.
- Мягкова Е. И., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Разрез ордовика и силура р. Мойеро. Новосибирск: Наука, 1977. 176 с.
- Наливкин Д. В. Пески и течения // Вестн. Геол. ком. 1927. Т. 2, № 7. С. 1—9.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. (Географические условия образования осадков). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 1. 534 с.
- Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. (Географические особенности и геологическая деятельность). Л.: Наука, 1969. 487 с.
- Наливкин Д. В. Проблемы перерывов // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 10—21.
- Нестор В. Сопоставление некоторых разрезов райккюлаского горизонта Эстонии по микропланктону // Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 1976. Т. 25, № 4. С. 319—324.
- Орвику К. К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии // Тр. Ин-та геол. ЭССР. 1960. Т. V. С. 45—88.
- Пиррус Э., Эйнасто Р. Классификация стратиграфических пробелов и седиментационных перерывов в палеозое Прибалтики // Изв. АН ЭССР. Геол. 1987. Т. 36, № 1. С. 36—45.
- Пылма Л. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика северной и средней Прибалтики. Таллинн: Валгус, 1982. 164 с.

- Цикличность осадконакопления и смена экологических комплексов в силуре Подолии / Предтеченский Н. Н., Корень Т. Н., Модзелевская Т. Л. и др. // Проблема значений фауны и флоры древних бассейнов. М.: Наука, 1983. С. 61—74.
- Шкала геологического времени / Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин В. Г. и др. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Эйнасто Р. Э. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва // Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллинн, 1964. С. 123—131.
- Эйнасто Р. Э. Основные стадии развития и фациальные модели силурийского краевого бассейна Балтики // Теория и опыт экостратиграфии. Таллинн: Валгус, 1986. С. 37—54.
- Эйнасто Р. Э., Котык В. А., Юскевич В. И. Формационная зональность силурийских отложений западной Русской платформы // Типы осадочных формаций в нефтегазоносных бассейнах. М.: Наука, 1980. С. 228—242.
- Эйнасто Р. Э., Нестор Х. Э., Кала Э. А., Каяк К. Ф. Сопоставление верхнеландоверийских разрезов в Западной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 1972. Т. 21, № 4, С. 333—343.
- Яблоков В. С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 248).
- Jaanusson V. Discontinuity surfaces in limestones // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1961. 40. P. 221—241.
- Kupffer A. Über die chemische Constition der baltisch-silurischen Schichten // Arch. Naturk. Liv. Ehst. und Kurland. 1870. Ser. 1, Bd. 5. S. 69—194.
- Orviku K. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizion, Estland) // Acta et Comm. Univ. Tartuensis. A. N. 1940. V5, 36. 249 S.
- The Llandovery area as the type for the first series of the Silurian system / Cocks L. R. M., Lane P. D., Rickards R. B. et al. // Intern. com. on Stratigraphy. A submission to the Subcommittee on Silurian Stratigraphy. London. 1983. 30 p.
- Weiss M. Corrosion zones: a modified hypothesis of their origin // J. Geochim. Petrol. 1958. 28, nr 4. P. 486—489.