И. А. ПОЛИВКО

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА раннего и среднего девона СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ

И. А. ПОЛИВКО

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

И. А. ПОЛИВКО

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ

TTÜ GEOLOOGIA INSTITUUT
RAAMATUKOGU
Nr. 6071

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЗИНАТНЕ»
РИГА 1977

554
П 50
УДК 551.834+551.248.1(474.3)

Палеогеография и палеотектоника раннего и среднего девона Средней Прибалтики. Поливко И. А. Рига, «Зинатне», 1977. 164 с.

В монографии рассматриваются состав и строение отложений нижнего и среднего девона, условия их накопления и закономерности формирования структурного плана и палеотектонического развития региона. В основу исследований положен анализ закономерностей седиментации, базирующийся на детальном и комплексном изучении разрезов. Свиты и горизонты расчленены на ритмы и пачки, прослеживающиеся по площади. В работе показано, что отложения раннего и среднего девона принадлежат к двум различным циклам седиментации и тектоническим этапам (каледонскому и герцинскому). Выявлены характер их границ и особенности тектогенеза.

Ил. 38, табл. 3, библиогр. 96 назв.

Печатается по решению Редакционно-издательского совета АН ЛатвССР от 30 июня 1976 года

© Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии и геофизики, 1977

П $\frac{20801-149}{M811(11)-77}$ 68—77

ПРЕДИСЛОВИЕ

В геологическом разрезе территории Средней Прибалтики девонские отложения имеют значительный объем. Эта терригенно-карбонатная толща залегает сравнительно недалеко от поверхности, имеет большую мощность (до 1000 м) и довольно однообразный состав. Нижнюю часть разреза (более 600 м), где преобладают песчаные породы, слагают карбонатно-терригенные отложения нижнего и среднего девона. Залегание их довольно спокойное, отмечается высокая пористость и проницаемость слоев, которые почти повсеместно перекрыты мощной глинисто-карбонатной покрышкой. Эта часть разреза девонских отложений является перспективным объектом для газохранилищ. Кроме того, терригенные отложения служат сырьем для производства стройматериалов, используются в керамической и стекольной промышленности. Высокая водонасыщенность песчаных пород этой толщи обусловливает возможность их использования в качестве источника питьевых и промышленных вод. На базе среднедевонских минеральных вод работает ряд бальнеологических курортов Латвии (Личи, Юрмала, Кемери и др.).

Практическая ценность девонских отложений обусловила повышенный интерес к их изучению. С 1963 г. автор проводила литолого-стратиграфическое и фациальное изучение отложений нижнего, среднего и нижней части верхнего девона Средней Прибалтики. Итогом многолетних исследований явилась настоящая монография. Цель ее — изучение закономерностей образования осадков и особенностей палеотектонического развития территории в раннем и среднем девоне. В работе на конкретном материале небольшого региона показаны отличительные особенности развития платформенной области в завершающий этап каледонского и начальный этап герцинского циклов геологической истории.

Исследования базируются на материале 190 разрезов скважин и около 250 естественных обнажений по территории Средней Прибалтики (Латвия и пограничные районы соседних республик) (рис. 1). Проводилось изучение вещественного состава разрезов, палеонтологических, химических и структурно-текстурных особенностей пород и диаграмм стандартного каротажа, а также сопоставление отложений со стратотипами и разрезами соседних республик. Многочисленные аналитические

Рис. 1. Обзорная карта Прибалтики: *1* — граница района работ; *2* — скважины, разрезы которых использованы в работе; *3* — населенные пункты; *4* — линии литолого-фациальных профилей.

данные (свыше 1200 гранулометрических и минералогических, около 900 химических и 100 термических анализов, 700 петрографических описаний) обрабатывались графически, наносились на разрезы скважин и карты и широко использовались при выявлении особенностей ритмичного строения отложений, корреляции разрезов и литолого-фациальных построениях.

Большую помощь в работе оказали материалы определения ихтиофауны и результаты палеоэкологических исследований В. Н. Каратаюте-Талимаа, Э. Ю. Марк-Курик, Д. В. Обручева, Л. А. Лярской. Использованы фаунистические определения А. К. Крыловой, П. П. Лиепиньша, В. С. Заспеловой, палинологические анализы А. И. Веножинскене, Г. А. Вайтекунене, В. Р. Озолинь, Г. И. Кедо, Б. С. Тимофеева; учтены материалы геохимических исследований Е. А. Менакер и Я. Д. Федоренко и терригенно-минералогических зон Е. Г. Чуриловой.

Кроме фактического материала, бывшего в нашем распоряжении, учитывались результаты литолого-палеогеографических исследований силура и девона Прибалтики и Белоруссии, полученные П. П. Лиепиньшем, Р. Ж. Ульст, В. В. Нарбутасом, В. М. Василяускасом, А. Р. Клеесмент, В. К. Голубцовым и А. С. Махначом, и данные региональных работ В. Н. Тихого, С. В. Тихомирова, У. Хольтедаля, М. Жинью и др.

Исследования основаны на данных анализа закономерностей накопления отложений и изменения их мощностей, базирующихся на детальном и комплексном изучении разрезов. В связи с дискуссионностью возраста некоторых стратиграфических единиц за основу приняты давно апробированная унифицированная стратиграфическая схема девона Русской платформы и стратиграфическая схема нижнего девона Прибалтики, разработанная В. Н. Каратаюте-Талимаа.

Приводимая в книге классификация пород в большей части является общепринятой. Некоторого разъяснения требует термин «фация», поскольку в данном случае сущность этого понятия заключается в единстве условий образования осадков и их вещественного состава. При обосновании фациальной принадлежности отложений методическими руководствами служили работы Д. В. Наливкина, Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина, А. В. Хабакова, Р. Ф. Геккера, В. М. Синицина, Е. В. Шанцера, В. И. Попова, В. К. Крумбейна и Л. Л. Слооса. Критерием для установления фациальных особенностей отложений служила совокупность ряда диагностических признаков, общих для осадков каждой зоны и для бассейна в целом. Учитывались состав и соотношение различных отложений, изменение их зернистости, соотношение фракций и характер цементации в разрезе и по площади, степень сортировки обломочного материала, количество терригенного и карбонатного компонентов, структурно-текстурные особенности всех литологических типов, характер и количество включений (без эпигенетических изменений).

Иллюстративный материал составлен по методике, предложенной в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР (1962, 1965), с учетом местной легенды.

При палеотектоническом анализе и для графических построений применялась методика изучения тектонических структур, разработанная

коллективом Геологического института АН СССР (ред. Н. А. Штрейс). Для установления закономерностей тектонического развития территории в ранне- и среднедевонскую эпохи был проведен анализ обширного литературного материала по характеру залегания кристаллического фундамента и осадочного чехла, использованы результаты исследований додевонских и девонских структур Прибалтики — работы А. П. Инданса, П. И. Сувейздиса, Н. К. Озолинь, Л. Э. Берзинь, К. А. Сакалаускаса, Л. Б. Паасикиви и др.

Исследования проводились в тесном контакте с геологами и геофизиками Управления геологии Латвийской ССР, которые оказали большую помощь в сборе и обработке фактического материала. Много ценных данных представлено сотрудниками ВНИГРИ, институтов геологии Литвы, Эстонии и Белоруссии. Неоднократные консультации были получены от А. В. Хабакова, Л. Б. Паасикиви, В. Н. Тихого, В. В. Нарбутаса, С. В. Тихомирова, Х. А. Вийдинга, Б. Л. Афанасьева, Р. Ж. Ульст, С. П. Микуцкого, З. А. Мишуниной. Большая помощь по редактированию рукописи оказана чл.-кор. АН Латвийской ССР К. Я. Спрингисом. Автор выражает искреннюю благодарность всем лицам, способствовавшим выполнению этих исследований и подготовке настоящей работы.

Автор

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА

На территории Прибалтики карбонатно-терригенная толща нижнего и среднего девона (мощность более 600 м) расчленяется на ряд свит, горизонтов и составляющих их слоев. Возраст некоторых литолого-стратиграфических единиц, их объемы и площади распространения до сих пор являются дискуссионными. Биостратиграфическое обоснование границы между силуром и нижним девоном достаточно полно проведено В. Н. Каратаюте-Талимаа для Южной Прибалтики [21, 23] и Р. Ж. Ульст для западной части Средней Прибалтики [87[.

В данной работе при расчленении нижнего девона за основу принята стратиграфическая схема В. Н. Каратаюте-Талимаа [23]. На основании остатков ихтиофауны в толще нижнего девона Прибалтики выделены три биостратиграфические зоны — *Traquairaspis*, *Belgicaspis crouchi* и *Rhinopteraspis cornubica*, установленные в одновозрастных отложениях Англии. Отложения, содержащие ихтиофауну первой зоны, соответствуют тильжеской свите, второй зоны — стонишкяйской. Обе датируются диттонским возрастом. В последнее время эти отложения объединены в гаргждайскую серию [24]. Отложения, содержащие ихтиофауну, характерную для третьей зоны на территории Литвы, расчленяются на шяшувскую и виеситскую свиты кемерской серии (свиты) и датируются бреконом английской стратиграфической шкалы. Приближенно они сопоставляются с кемерской свитой Латвии, для верхней части которой характерен комплекс ихтиофауны среднедевонского возраста. Вопросы объема, распространения и соотношения различных частей кемерской свиты на площади Прибалтики окончательно не выяснены. В. Н. Каратаюте-Талимаа и В. В. Нарбутас [24] считают возраст кемерской серии (свиты) раннедевонским, а В. Н. Тихий [83] — ранне-среднедевонским. Л. А. Лярская [41] предлагает рассматривать кемерскую свиту в составе двух свит — шяшувской и «свиты с новым названием» (бывшая виеситская свита Литвы), а ранее выделенную П. П. Лиепиньшем [32] виеситскую свиту в Латвии из объема кемерской серии исключить вследствие наличия в ней среднедевонского комплекса ихтиофауны и под названием «резекненская» свита отнести к раннеэйфельским образованиям. Биостратиграфический возраст кемерской свиты согласно

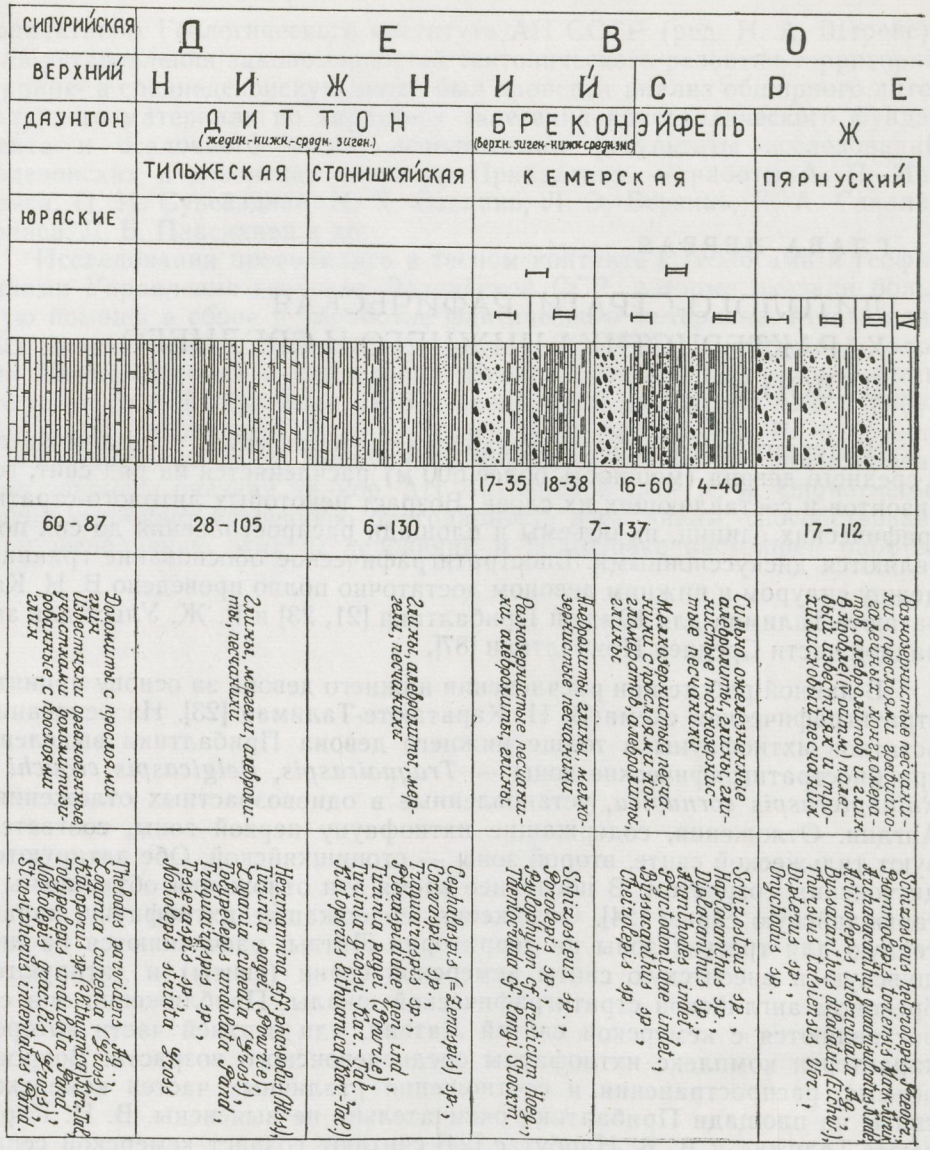


Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез отложений нижнего и среднего девона территории Средней Прибалтики.

решениям Всесоюзного стратиграфического совещания по палеозою Русской платформы 1962 г. считался нижне-среднедевонским. Решением МСК 1971 г. кемерская свита полностью включена в нижний девон.

Вопрос о границе между нижним и средним девоном Прибалтики до сих пор остается дискуссионным. В. Н. Каратаюте-Талимаа и В. В. Нарбутас [24] предлагают границу проводить между кемерской серией и пярнуским горизонтом. Л. А. Лярская [41] считает, что границу нижнего и среднего девона следует установить между кемерской серией и резекненской свитой, т. е. в кровле зоны *Rhinopteraspis cornubica* и объем перерыва считать соответствующим верхнему эмсу.

Кемерская свита, рассматриваемая в объеме, утвержденном решениями совещания 1962 г. [74], в нижней части разреза содержит ихтиофауну брекона, а в верхней — ихтиофауну эйфельского яруса. Отмеченное нами несоответствие биостратиграфической и геотектонической границ нижнего и среднего девона дает основание отложения кемерского времени относить к среднедевонскиму этапу герцинского геотектонического цикла, т. е. к образованиям второго структурного яруса платформенного чехла, а отложения тильжеской и стонишкяйской свит — к завершающему этапу каледонского цикла.

Вопрос об объеме эйфельского яруса и положении его верхней и нижней границ в Прибалтике до настоящего времени не решен однозначно. Решением совещания 1962 г. к эйфельскому ярусу отнесена лишь верхняя часть кемерской свиты; остальной разрез среднего девона (пярнуский, наровский и старооскольский горизонты) отнесен к живетскому ярусу. Д. В. Обручевым [54] предложена новая стратиграфическая схема среднего девона Прибалтики, в соответствии с которой эйфельский ярус предлагается в объеме пярнуского, наровского и арукюльского горизонтов, а живетский — в объеме буртниекского горизонта. Эта схема использована в работах Л. А. Лярской [37, 40] и А. Р. Клеесмент [27]; ее придерживаются А. И. Ляшенко и С. В. Тихомиров, который относит к эйфельскому ярусу также кемерскую свиту [85]. В настоящей работе в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой по Русской платформе [74] к живетскому ярусу среднего девона отнесены пярнуский, наровский и старооскольский горизонты, причем последний расчленяется на арукюльские и буртниекские слои (рис. 2).

Послойное изучение гранулометрического и минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород свит и горизонтов показало, что эти литолого-стратиграфические единицы, несмотря на частое макролитологическое сходство, характеризуются своеобразием строения и закономерностей изменения величины и состава обломочного материала и пород в целом. Комплексное изучение вещественного состава и ритмичности строения отложений позволило детально расчленить свиты и горизоты среднего девона на палеонтологически охарактеризованные пачки и ритмы седиментации. Они отражают определенные этапы накопления осадков и обусловлены особенностями тектонического развития региона. Это расчленение дало возможность провести послойную корреляцию разрезов нижнего и среднего девона по площади исследований, включая прилегающие районы соседних республик. Сопоставление отложений Средней Прибалтики с одновозрастными образованиями некоторых районов платформы проведено на основании данных по изучению разрезов нижне-среднедевонских отложений других регионов и литературных материалов. При корреляции отложений впервые были построены ритмограммы гранулометрического состава пород, методика составления которых основана на принципе ритмограмм флишевых отложений [7] с нанесением графиков медианы и коэффициента сортировки [2]. Они наглядно показывают динамику последовательного изменения зернистости осадков по разрезу (при достаточной детальности его опробования) и позволяют проводить послойное сопоставление раз-

резов по площади, выявляют особенности ритмичного строения отложений. Эта методика графической коннексии применима для корреляции ритмично-слоистых терригенных толщ в близких фациальных условиях.

Региональный размыв и перерыв на границе между средним и верхним девоном на территории Латвии, полное изменение состава фауны, характера осадконакопления и наличие перестройки структурного плана территории в раннефранское время освещены в ряде наших статей [65, 66, 38, 39] и Л. А. Лярской [35].

НИЖНИЙ ДЕВОН

В начале раннего девона в Прибалтике отлагалась мощная (250 м) ритмично-слоистая толща пестроцветных карбонатно-терригенных пород. В. Н. Каратаюте-Талимаа по комплексу ихтиофауны сопоставляет ее с нижним и средним диттоном Англии и жединским ярусом Рейнской области [21, 23]. Толща делится на тильжескую и стонишкяйскую свиты, в последнее время объединяемые в гаргждайскую серию [24].

ТИЛЬЖЕСКАЯ СВИТА

Сложена пестроцветными и красно-бурыми мергелями и глинами с прослоями песчаников и алевролитов, преобладающих в верхней части разреза (рис. 3). Отмечается два типа разрезов, различающихся полнотой отложений и характером залегания на образованиях силура [42]. В западной части территории (до меридиана г. Рига) развит первый тип разреза. Здесь свита залегает без видимого перерыва на зеленовато-серых доломитах и мергелях юраских слоев даунтона. В большинстве разрезов граница проводится по подошве красно-коричневых мергелей, находящихся в основании тильжеской свиты, однако в некоторых скважинах на севере Курземского полуострова (Лужни, Гарзде) на контакте юраских слоев и тильжеской свиты отмечается «переходная» пачка (5—7 м) пестроцветных доломитовых мергелей с прослоями серых глинистых доломитов. Встречаются следы размыва слоев, трещины усыхания, вкрапленность пирита и лимонита. Отложения имеют ярко выраженный регрессивный характер, как и юраские слои. Они содержат богатый комплекс органических остатков — беззамковые брахиоподы, остракоды, телодонты, гетерострак, акантоды (табл. 1). Преобладают формы даунтона и встречается *Traquairaspis* sp., характерный для низов диттона. Литологически граница весьма нечеткая. Наличие скользящей границы в фациально однородных пограничных отложениях силура—девона отмечалось также в западных районах Южной Прибалтики [21, 49]. Литологически контакт между пестроцветной мергельно-доломитовой пачкой юраских слоев и красноцветной мергельно-глинистой пачкой тильжеской свиты постепенный. Однако на диаграммах он выражен резким изменением конфигурации кривых и заметным спадом интенсивности аномалий кажущегося сопротивления (КС). Особенно четкое

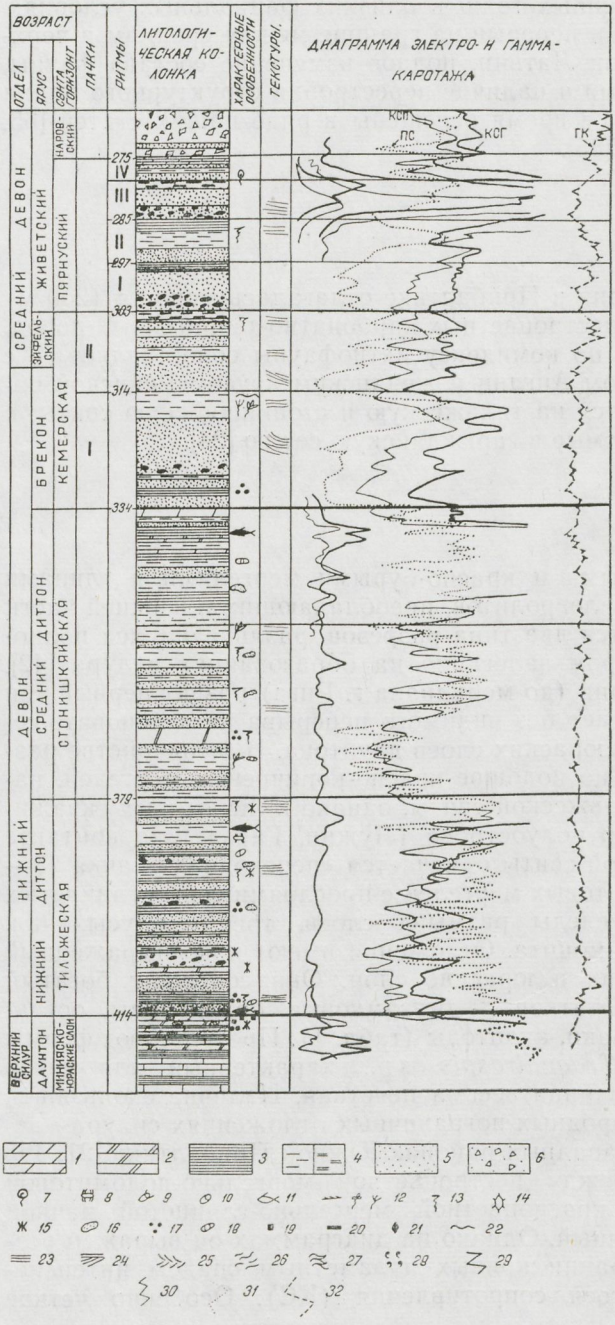


Рис. 3. Разрез отложений нижнего девона скважины Пилтене: *1* — доломит; *2* — мергель; *3* — глина; *4* — алевролит, глинистый алевролит; *5* — песчаник; *6* — брекчия; *7* — трохилиски; *8* — ракообразные; *9* — филлоподы; *10* — лингулы; *11* — ихтиофауна; *12* — флора; *13* — ходы илоедов; *14* — трещины усыхания; *15* — красноцветность; *16* — скопление песчаного материала; *17* — оолиты железа; *18* — карбонатные конкреции. Скопления: *19* — пирита, *20* — слюды, *21* — рудных минералов. *22* — знаки ряби. Виды слоистости: *23* — горизонтальная, *24* — косая, *25* — перистая, *26* — волнистая, *27* — линзовидно-волнистая, *28* — текстура взмучивания осадка. Каротажные диаграммы: *29, 30* — КС, *31* — ПС, *32* — ГК.

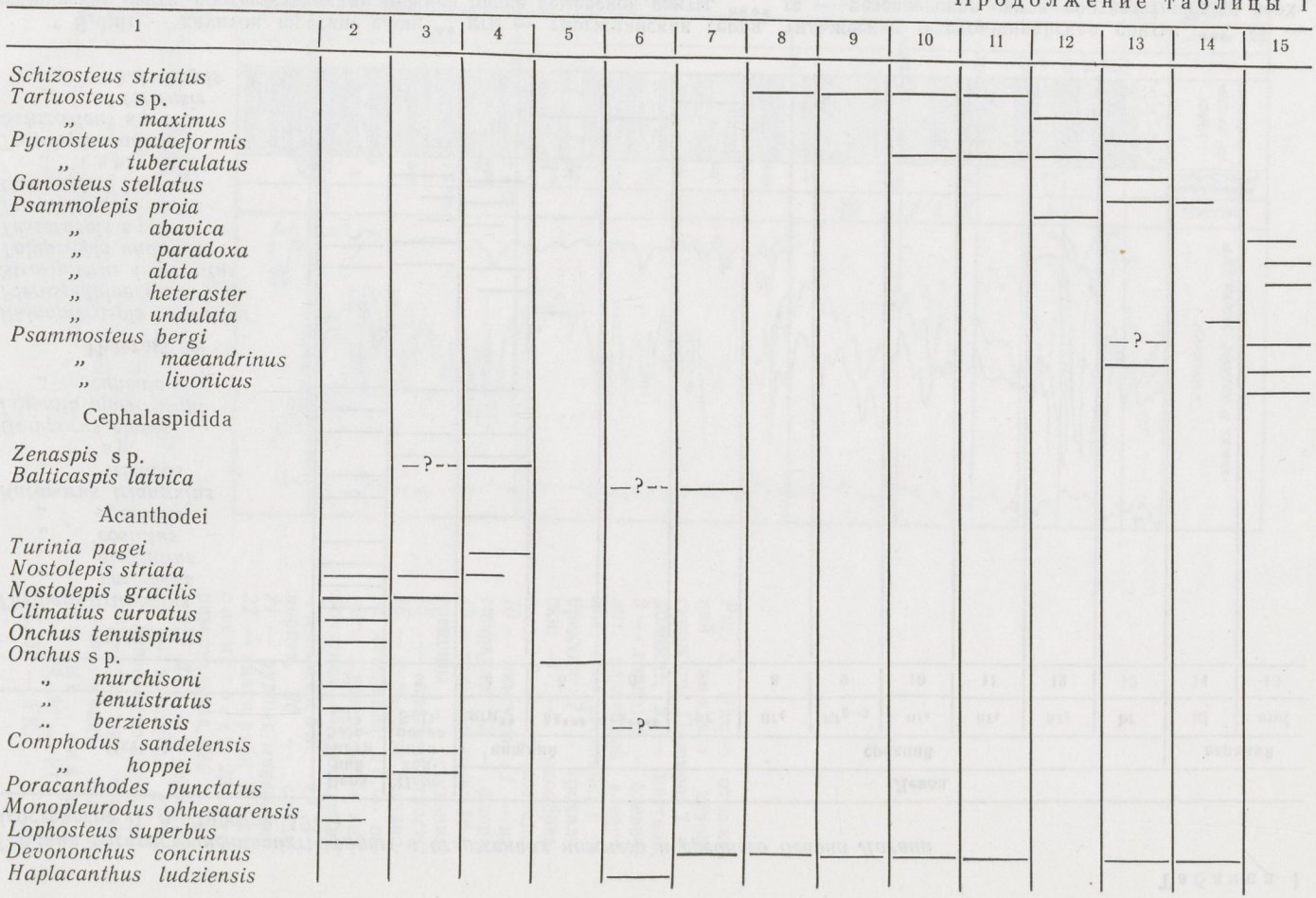
Таблица 1

Таблица распространения ихтиофауны в отложениях нижнего и среднего девона Латвии
(составлена Л. А. Лярской, 1973)

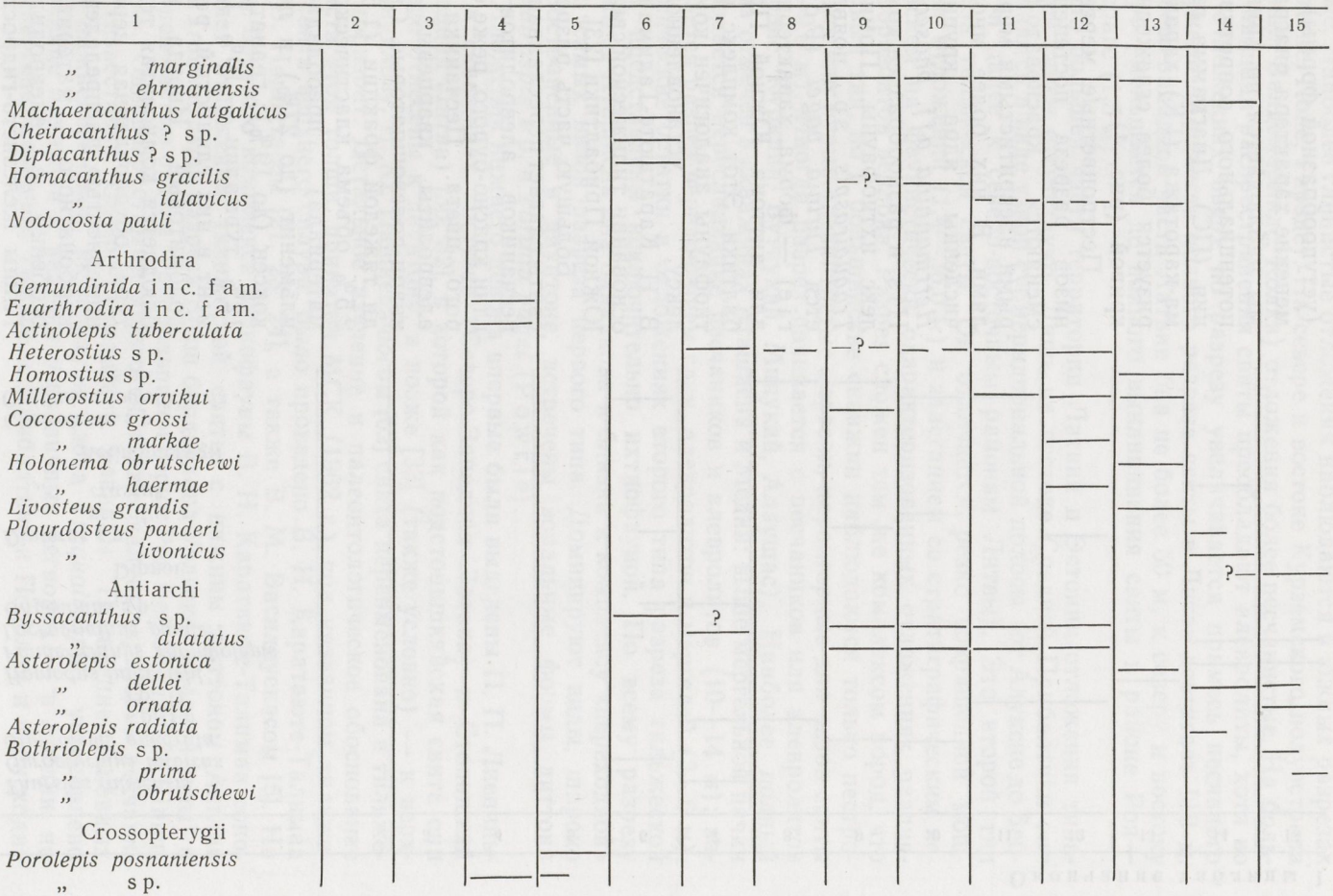
Ихтиофауна	Верхний силур S_2dn-$2jr$*	Переходная пачка S_2/D_1	Девон											
			нижний		средний								верхний	
			grg**	šš***	rz****	pr	nr_4	nr_{2-3}	nr_4	ar_1	ar_2	br	gj	amt
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Thelodonti														
Thelodus trilobatus	—													
„ *parvidens*	—													
„ *bicostatus*	—													
„ *costatus*	—													
„ «*goebeli*»			—											
Katoporus triangulus	—													
„ *tricavus*	—													
s p.		—	—											
Goniporus alatus	—	—	—											
Logania martinssoni	—													
„ *cuneata*	—	—	—											
Heterostraci														
Rhinopteraspis cornubica				—										
Pteraspididae g e n. ind.			—											
Strosipherus indentatus	—	—	—											
Tolypelepis undulata	—	—												
Tesseraspis s p.		—	—											
Traquairaspis s p.		—	—											
Corvaspis c f. *kingi*		—	—											
„ s p.				—?—										
Toriolepis radiata														
Schizosteus s p.				—	—									
„ *toriensis*						—								
„ *heterolepis*						—								

* S_2dnjr — даунтон, юраские слои; ** grg — гаргждайская серия, тильжеская и стонишкяйская свиты; *** šš — шяшувская свита, соответствующая нижней пачке кемерской свиты, **** rz — резекненская свита, соответствующая верхней пачке кемерской свиты.

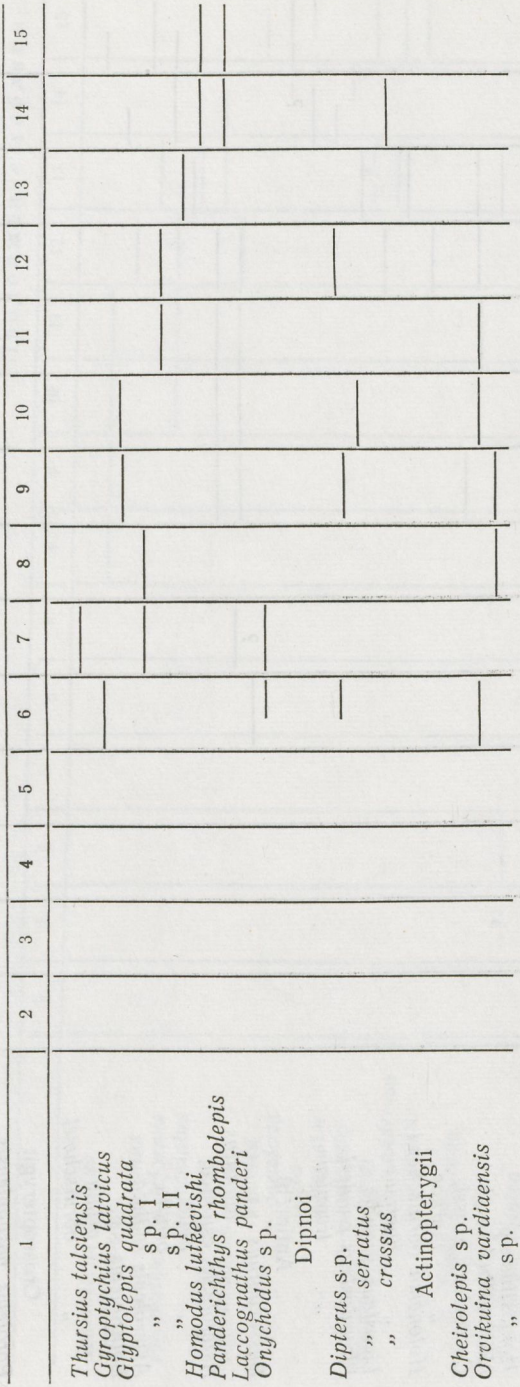
Продолжение таблицы 1



Продолжение таблицы 1



Окончание таблицы 1



(уступообразной формы) изменение характера диаграммы наблюдается по кривой потенциального сопротивления (ПС). Диаграмма гамма-каротажа (ГК) характеризуется более сглаженной кривой (рис. 4).

Пестроцветные мергели низов разреза постепенно сменяются красновато-бурыми алевритистыми мергелями. В них более многочисленны ядра крупных *Herrmannina aff. phaseolus* His. и разнообразнее комплекс ихтиофауны. Помимо *Traquairaspis* sp. появляется *Turinia pagei* (Powrie) — форма, характерная для диттона Южной Прибалтики. Этот комплекс ихтиофауны аналогичен комплексу, установленному В. Н. Каратаюте-Талимаа в основании тильжеской свиты Южной Прибалтики [23].

Большую часть разреза свиты слагает переслаивание песчаников, алевролитов и глин красно-бурого, реже серого цвета. Песчаники и алевролиты кварцевые и кварц-полевошпатовые. Среди тяжелой фракции (1,5—2,5% объема кластического материала) преобладают ильменит (до 27%) и лейкоксен (до 19%); гранат — 12%, турмалин — 10%. Цемент в них глинистый, реже доломитовый. Иногда наблюдается комковатая текстура, обусловленная неравномерностью распределения карбонатного материала, особенно в алевролитах. Глины железисто-гидрослю-

дистые. Наиболее глинистые отложения наблюдаются в южных разрезах (Пилтене, Попе, Гарзде). На севере и востоке Курземского полуострова (Лужни, Валдемарпилс, Колка) отложения более песчанистые. На большей площади распространения свиты преобладают алевролиты, хотя во всех отложениях вверх по разрезу увеличивается примесь песчаного материала. Мощность полного разреза свиты в Литве достигает 110 м. В северо-западной части Латвии она не более 50 м, к северу и востоку быстро уменьшается до полного выклинивания свиты в районе Роя—Мерсрагс (1,5 м).

На большей части территории Латвии и Эстонии отложения тильжеской свиты отсутствуют. Лишь на востоке Средней Прибалтики они отмечаются в виде узкой субмеридиональной полосы (от Алуксне до Бебрене и далее к северо-восточным районам Литвы). Это второй тип разреза тильжеской свиты. Он отличается резко сокращенной мощностью отложений (1,4—36,0 м) и залеганием со стратиграфическим несогласием на фаунистически охарактеризованных отложениях различных горизонтов венлока. Разрез сложен тем же комплексом пород, что и первый тип, но в большинстве скважин наблюдаются только пестроцветные или бурые алевритистые мергели, характерные для низов свиты (1,4—9,0 м). Иногда разрез начинается с песчаников или алевролитов (Бебрене, Куркляй, Буткунай, Минукай, Алаушас). Наиболее полный разрез отмечен в скважинах Аташиена и Медни: выше мергельной пачки наблюдается переслаивание песчаников и алевролитов (10—14 м); завершается разрез чередованием глин, алевролитов и мергелей (3—6 м). Органические остатки в отложениях второго типа разреза тильжеской свиты представлены исключительно ихтиофауной. По всему разрезу скважины Аташиена она одинакова и близка к комплексу «переходной» пачки самых низов разреза первого типа. Доминируют виды, широко распространенные в даунтоне, встречены зональные формы диттона *Traquairaspis* sp. и *Turinia pagei* (Powrie).

Отложения нижнего девона впервые были выделены П. П. Лиепиньшем в скважинах Пилтене (Северо-Западная Латвия) и Стонишкяй (Западная Литва) [30, 32], в которой как подстонишкяйская свита они условно отнесены к даунтону, а позже [33] (также условно) — к верхнему лудлову. И. Ю. Пашкевичюсом [62] свита переименована в тильжеский горизонт. Детальное изучение и палеонтологическое обоснование возраста этой толщи, принятой МСК (1962 г.) под названием тильжеская свита верхнего силура, было проведено В. Н. Каратаюте-Талимаа и В. В. Нарбутасом [21, 23, 24], а также В. М. Василяускасом [5]. На основе богатого комплекса ихтиофауны В. Н. Каратаюте-Талимаа сопоставляет отложения тильжеской свиты с нижним диттоном Англии (зона *Traquairaspis* разреза Велш бордерланд Уэльской краевой зоны) и с нижней частью отдела Френкельриген серии Ред Бей Западного Шпицбергена. Одновозрастными являются также валуны красного песчанистого известняка Северо-Германской равнины. Появление основных групп нижнедевонской ихтиофауны (зона *Traquairaspis*) установлено на границе даунтона и диттона в различных регионах — в Англии, на Шпицбергене, Северном Тимане, в Прибалтике и Подолии и происходит

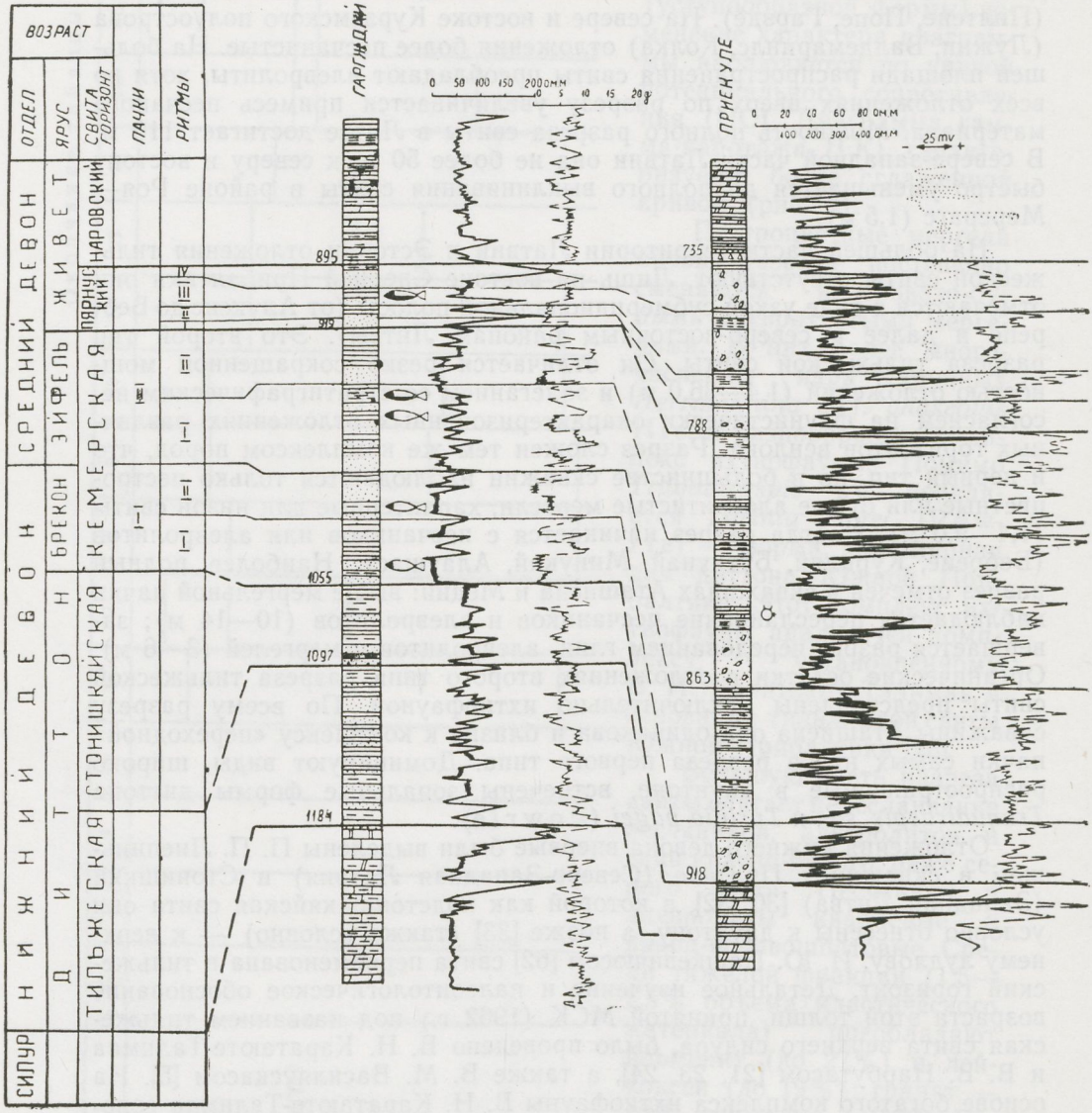
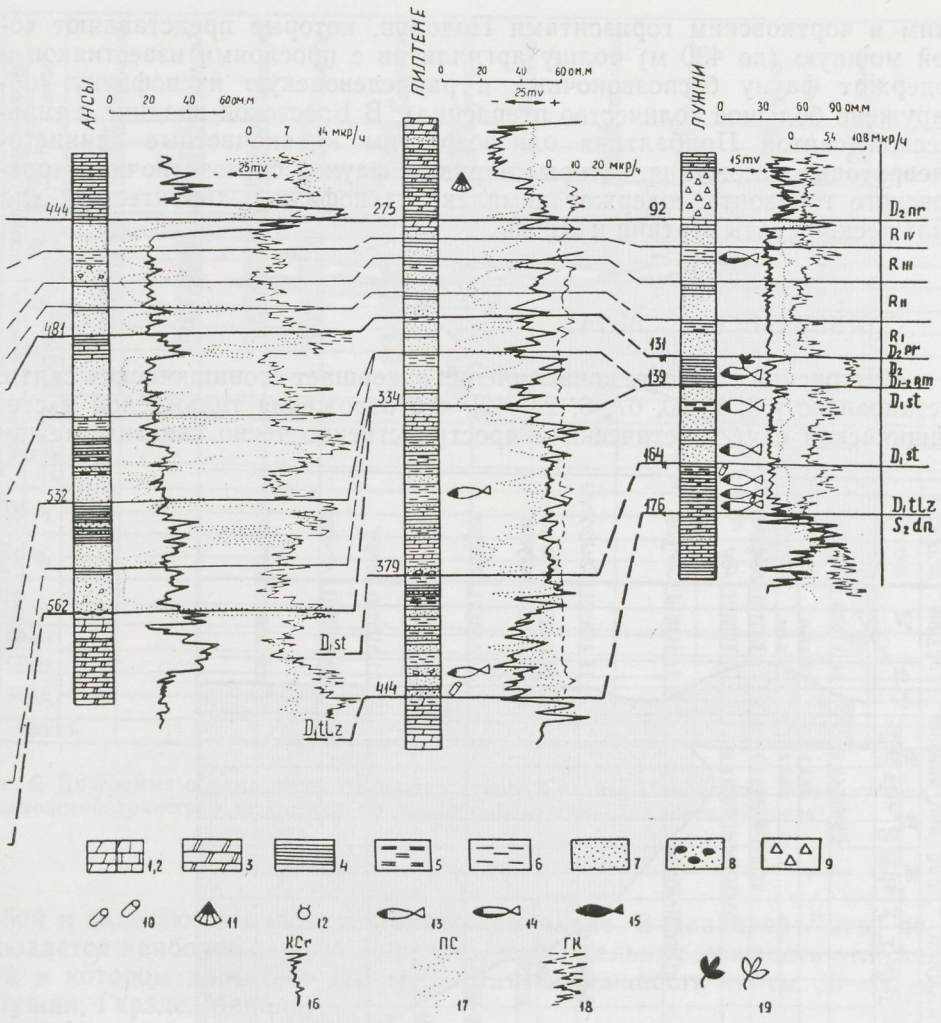


Рис. 4. Профиль корреляции отложений нижнего и низов среднего девона по линии Гаргждай—Лужни: *1* — доломит; *2* — известняк; *3* — мергель; *4* — глина; *5* — глинистый алевролит; *6* — алевролит; *7* — песчаник; *8* — конгломерат; *9* — брекчия. Руководящая фауна: *10* — лингулы; *11* — филлоподы; *12* — эуриптериды; *13* — ихтио-



фауна нижнего девона; *14* — ихтиофауна среднего девона; *15* — ихтиофауна верхнего девона; *16—18* — каротажные диаграммы; *19* — флора.

в различной фациальной обстановке (в морских и континентальных условиях). Это изменение ихтиофауны на границе даунтона и диттона свидетельствует о новом этапе в развитии бесчелюстных и рыб, поэтому на данном этапе изученности ихтиофауны граница между силуром и девоном наиболее обоснованно может быть проведена в основании зоны *Traquairaspis*, т. е. в основании диттона в понимании Аллена и Тарло. По соотношению и преобладанию определенных видов В. Н. Каратаюте-Талимаа выделены два комплекса ихтиофауны в прибалтийском разрезе (I и II) и тильжеская свита Прибалтики сопоставлена с борщов-

ским и чортковским горизонтами Подолии, которые представляют собой мощную (до 430 м) толщу аргиллитов с прослоями известняков и содержат фауну беспозвоночных и раннедевонскую ихтиофауну (обнаружено большое количество птераспид). В Брестской впадине с тильжеской свитой Прибалтики одновозрастны красноцветные глинисто-алевритовые отложения, которые наряду с фауной беспозвоночных чортковского горизонта содержат комплекс ихтиофауны, характерный для тильжеской свиты Латвии и Литвы.

СТОНИШКЯЙСКАЯ СВИТА

Диттонский этап осадконакопления завершает стонишкяйская свита. Установлено [62, 5, 70, 67, 6, 24, 42], что отложения тильжеской и стонишкяйской свит генетически и пространственно тесно связаны между

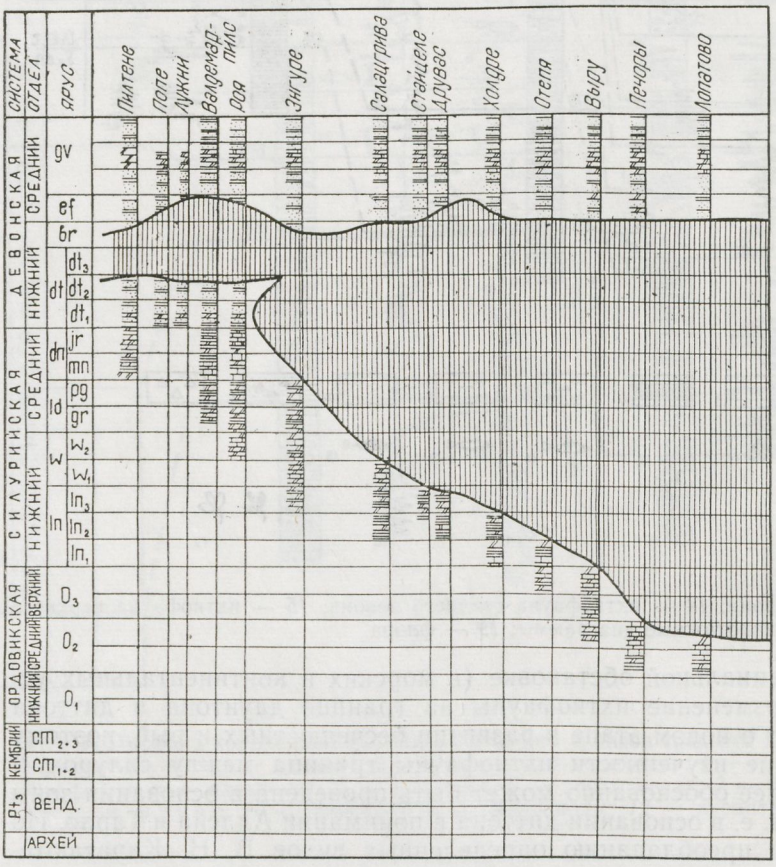


Рис. 5. Диаграмма объема перерыва на территории Средней Прибалтики к началу среднедевонской трансгрессии (разрез по линии Пилтене—Холдре—Лопатово).

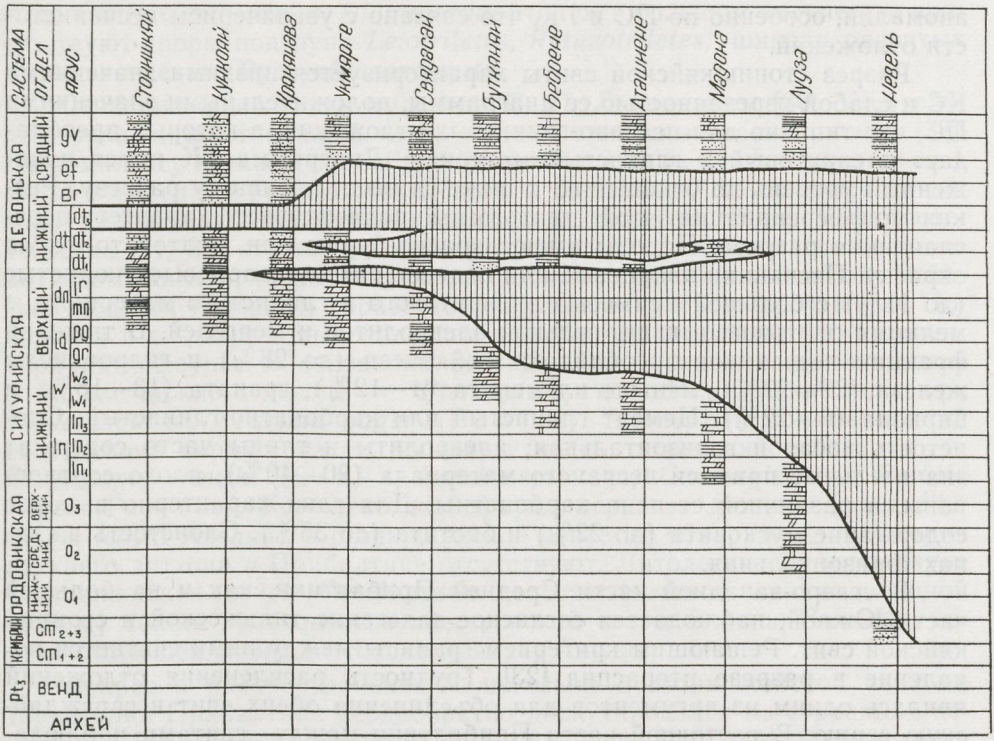


Рис. 6. Диаграмма объема перерыва на территории Средней Прибалтики к началу среднедевонской трансгрессии (разрез по линии Стонишкяй—Аташиена—Невель).

собой и залегают в одном тектоническом плане. В Западной Литве наблюдается наиболее полный ее разрез, максимальная мощность отложений в котором достигает 135 м. В Латвии мощность свиты 35—60 м (Лужни, Гарзде, Мадона).

Стонишкяйская свита представлена терригенными породами, сходными с породами верхней половины разреза тильжеской свиты. Переход между свитами обычно постепенный. Сокращение мощности разрезов и перерыв между свитами наблюдаются в краевых частях структур (рис. 5, 6). Как и в тильжеской свите, ясно выражен регрессивный характер стонишкяйских отложений: постепенное увеличение песчанистости и погрубение обломочного материала снизу вверх по разрезу, уменьшение карбонатности и глинистости пород. Границы свиты выделяются не очень четко, но хорошо фиксируются по изменению характера кривых и интенсивности значений диаграмм гамма- и электрокаротажа в связи с заметным изменением состава подстилающих и, особенно, перекрывающих отложений (см. рис. 3, 4). Нижняя граница свиты на диаграммах электро- и гаммакаротажа отмечается спадом интенсивности

аномалий, особенно по ПС и ГК, что связано с увеличением песчанистости отложений.

Разрез стонишкяйской свиты характеризуется низкими значениями КС и слабой изрезанностью ее диаграммы, положительными значениями ПС, что типично для песчано-глинистых отложений, в которых преобладает алевритовый и глинистый материал. Диаграмма ГК имеет пониженный уровень по отношению к ниже- и вышележащему разрезу. Резкая дифференциация этой диаграммы подчеркивает характер переслаивания разреза. Породы имеют красно-бурую или желтовато-бурую окраску. Песчаники кварцевые или полевошпатово-кварцевые слюдистые (до 11%) с большой примесью алевритового и глинистого материала, с мелкими окатышами глин, галькой алевролитов и мергелей. В тяжелой фракции песчаников преобладают лейкоксен (до 28%) и гидроокислы железа (22—27%), меньше ильменита (4—12%), граната (13—18%) и циркона (6—22%). Цемент глинистый или карбонатно-глинистый. Слоистость косая и горизонтальная; алевролиты и глины часто содержат значительные примеси песчаного материала (20—40%), плохо сортированы, в различной степени карбонатны. Для глин характерно высокое содержание мусковита (до 22%) и биотита (до 35%). Слоистость в глинах горизонтальная.

В северо-западной части Средней Прибалтики, как и на большей части Южной, наблюдается согласное залегание тильжеской и стонишкяйской свит. Решающим критерием границы между ними считается появление в разрезе птераспид [23]. Трудность расчленения отложений явилась одним из аргументов для объединения обеих свит в гаргждайскую серию. В восточной части Прибалтики между свитами наблюдаются перерыв (Укмярге, Мадона), а также размыв верхов разреза, особенно ярко выраженный в скважине Валдемарпилс, где верхняя (глинистая) часть отложений свиты отсутствует. Глины верхов кемерской свиты залегают на песчаниках средней части стонишкяйской свиты. Поверхность размыва неровная. Песчаники в кровле разреза свиты сильно ожелезнены, с корочкой закала; в основании вышележащих глин встречена уплощенная галька глинистых пород.

В песчаниках скважины Лужни (142—147 м) обнаружены *Traquairaspis* sp., и *Corvaspis* cf. *cingi*. Глинисто-песчаные отложения скважины Мадона (578—525 м) содержат богатый комплекс остатков ихтиофауны (телодонты, гетеростраки, акантоды, остеостраки, артродиры, эласмобрахии) (см. табл. 1). Наряду с *Traguairaspis* sp., и *Turinia pagei* (Powrie) в большом количестве присутствуют птераспиды. В. Н. Каратаюте-Талимаа этот комплекс считает аналогом комплекса, характеризующего стонишкяйскую свиту Южной Прибалтики. Встречен также богатый спорово-пыльцевой комплекс, доминантами которого являются *Leiotriletes simplex* Naum., *Leiotriletes devonicus* Naum., *Trachytriletes subminor* Naum., *Lophotriletes* sp., *Stenozonotriletes* sp. [8]. В отложениях стонишкяйской свиты (Талсы) Г. И. Кедо [25] выделен обширный комплекс спор и пыльцы, который является наиболее четким для характеристики нижнедевонских отложений. Отмечается преобладание мелких форм типично нижнедевонских подгрупп — *Emphanispo-*

rites, Camarozonotriletes, Diatomozonotriletes, в большом количестве присутствуют споры подгрупп *Leiotriletes, Retuzotriletes,* широко развитых в среднем девоне Русской платформы.

Стонишкяйская свита выделена П. П. Лиепиньшем [30, 33] в разрезе скважины Стонишкяй. В ее составе отмечены восемь ритмов [32]. По комплексу ихтиофауны (*Pteraspis baltica* Liep., *Onchus rarus* Liep.) свита отнесена к верхам жединского и зигенскому ярусу нижнего девона. Основываясь на новых находках ихтиофауны, В. Н. Каратаюте-Талимаа [21, 23] стонишкяйскую свиту Литвы сопоставила со средним диттоном Англии (зона *Belgicaspis crouchi*), верхним жедином Рейнской области и первым горизонтом «древнего красного песчаника» Подолии и в ее разрезе выделила два следующих комплекса нижнедевонской ихтиофауны. В основании стонишкяйской свиты выделен третий комплекс нижнего девона — *Pteraspis* gen. indet., *Traquairaspis* sp., *Tesseraspis* sp., *Turinia pagei* (Powrie). Четвертый комплекс нижнего девона характеризует основную часть стонишкяйской свиты — *Belgicaspis crouchi* (Lank.), *Zascinaspis* sp., *Corvaspis* sp., *Turinia pagei* (Powrie). Комплекс ихтиофауны верхнего диттона (зона *Pteraspis leachi* Англии) в стонишкяйской свите не обнаружен, отложения верхнего диттона в Прибалтике отсутствуют. Литологически и по фауне стонишкяйская свита Прибалтики сопоставляется с низами мощной (900 м) толщи красноцветов днестровской свиты Волыно-Подолии, соответствующей всему диттонскому ярусу Англии.

Вопрос о распространении тильжеской и стонишкяйской свит на территории Прибалтики неоднократно дискутировался на страницах печати. В. Н. Каратаюте-Талимаа, В. В. Нарбутас [24], В. М. Василяускас, Н. И. Клаус и В. В. Сауленас [6] считают, что отложения диттона распространены только в тех районах Южной Прибалтики и северо-запада Средней Прибалтики, где развиты даунтонские образования. Неоднократно отмечалось, что площадь распространения отложений диттона шире, а отложения тильжеской и стонишкяйской свит в Средней Прибалтике залегают не только на даунтоне, но и на более древних образованиях [39, 70, 67, 68, 88]. Новый фактический материал скважин восточных районов Латвии и Литвы подтвердил эту точку зрения и позволил провести сопоставление диттона Средней и Южной Прибалтики со стратотипом Англии (табл. 2) [42].

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ДЕВОН

КЕМЕРСКАЯ СВИТА

Кемерская свита имеет распространение на всей территории Средней Прибалтики. Она залегает трансгрессивно с резко выраженным стратиграфическим и угловым несогласием на породах тильжеской и стонишкяйской свит нижнего девона и на различных горизонтах силура

Таблица сопоставления диттона Прибалтики и Англии

АНГЛИЯ					ЮЖНАЯ ПРИБАЛТИКА				СРЕДНЯЯ ПРИБАЛТИКА			
									СЕВЕРО-ЗАПАД		ВОСТОК	
White, 1950, 1956			Allen, Tarlo, 1963		Каратаюте-Талимаа, 1966, 1968, 1973				по материалам ЛЯРСКОЙ, 1975			
НИЖНИЙ ОЛД РЕД	ДИТТОН	*Pteraspis leachi*	НИЖНИЙ ДЕВОН	ДИТТОН	*Ditton Group*	НИЖНИЙ ДЕВОН	ДИТТОН	ГАРГЖДАЙСКАЯ СЕРИЯ: СТОНИШКЯЙСКАЯ СВИТА	*Belgicaspis crouchi*	НИЖНИЙ ДЕВОН	ДИТТОН	ГАРГЖДАЙСКАЯ СЕРИЯ: СТОНИШКЯЙСКАЯ СВИТА	*Pteraspididae gen. ind.*
		Pteraspis crouchi											
		Pteraspis leathensis			*"Psammosteus" Limestones Group*			ГАРГЖДАЙСКАЯ СЕРИЯ: ТИЛЬЖЕСКАЯ СВИТА	*Traquairaspis sp.*			ТИЛЬЖЕСКАЯ СВИТА	*Traquairaspis sp.*	*Traquairaspis sp.*
		Traquairaspis simondsi											
	ДАУНТОН	*Traquairaspis pococki*		ДАУНТОН*	*Upper Red Dowton Group*	СИЛУР	ДАУНТОН	ЮРАСКИЕ СЛОИ	*Strosipherus indentatus*	СИЛУР	ДАУНТОН	ЮРАСКИЕ СЛОИ	*Strosipherus indentatus*	
					Holdgate Sandstone Group									
					Lower Red Dowton Group									
					Shale Temeside Group									
		Hemicyclaspis			*Dowton Castle Sandstone Group*			МИНИЯСКИЕ СЛОИ				МИНИЯСКИЕ СЛОИ		
			СИЛУР		*Ludlow Bone Bed*									

* В последнее время даунтонский ярус отнесен к силуру.

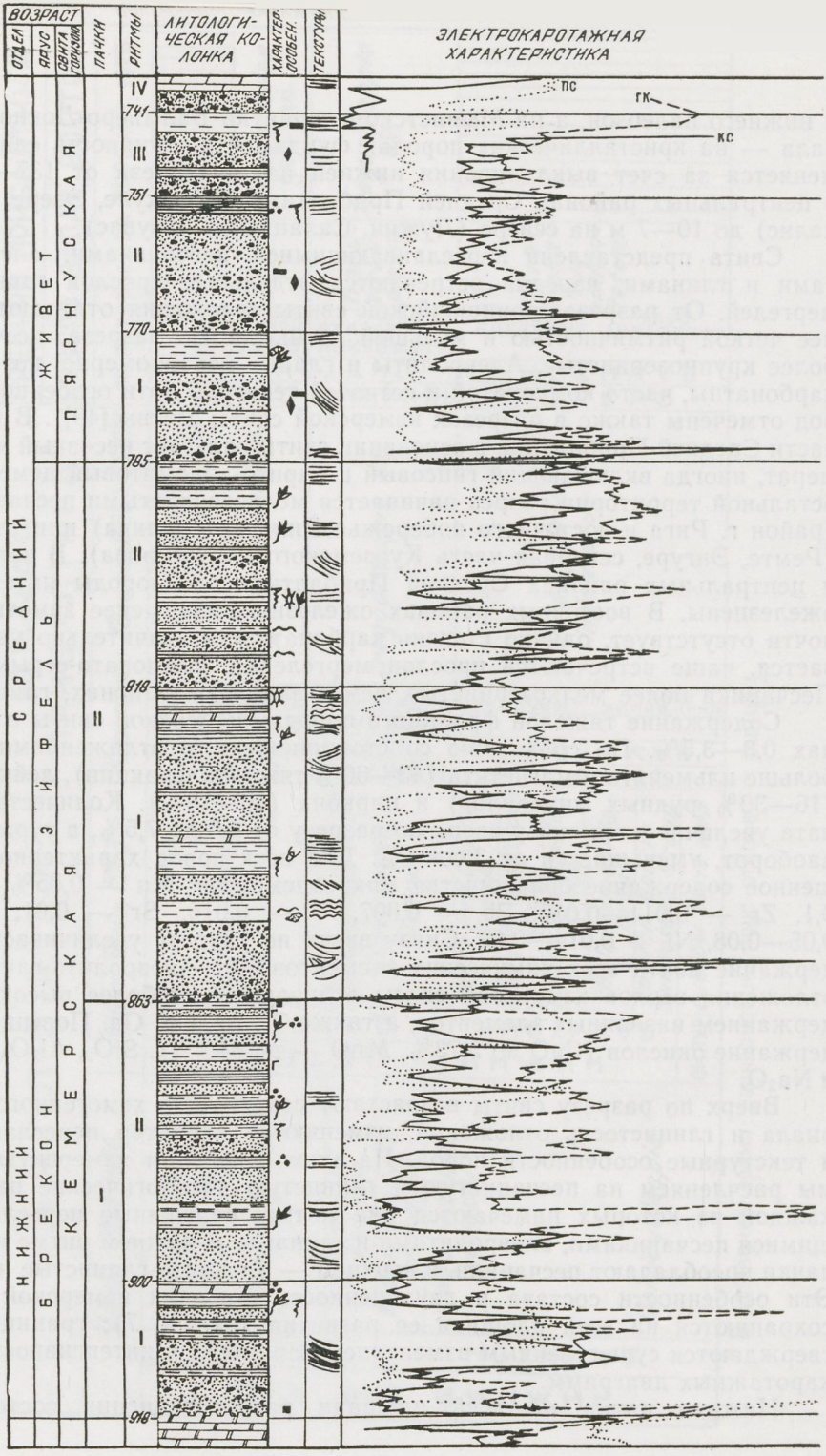
и нижнего палеозоя, а на Мынистском поднятии Валмиеро-Локновского вала — на кристаллических породах фундамента. Мощность свиты изменяется за счет выклинивания нижней части разреза от 137—100 м в центральных районах Средней Прибалтики (Приекуле, Эзере, Инчукалнс) до 10—7 м на севере (Лужни, Салацгрива, Друвас).

Свита представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами, изредка встречаются отдельные прослои глинистых мергелей. От разреза стонишкяйской свиты отложения отличаются более четкой ритмичностью и меньшей глинистостью разреза; песчаники более крупнозернистые. Алевролиты и глины неравномерно, но сильно карбонатны, часто комковатой и сетчатой текстуры (эти особенности пород отмечены также в разрезах кемерской свиты Литвы [49]). В южной части Средней Прибалтики в основании свиты залегает песчаный конгломерат, иногда включающий гипсовый и пирито-доломитовый цемент. На остальной территории разрез начинается мелкозернистыми песчаниками (район г. Рига и восточного побережья Рижского залива) или глинами (Ремте, Энгуре, северная часть Курземского полуострова). В западных и центральных районах Средней Прибалтики все породы интенсивно ожелезнены. В восточных районах ожелезненность менее заметна или почти отсутствует, однако степень карбонатности значительно увеличивается, чаще встречаются прослои мергелей и зеленовато-серых глин. Песчаники более мелкозернистые, чем в западных районах, глинистые.

Содержание тяжелой фракции в породах кемерской свиты в пределах 0,3—3,5%. По сравнению со стонишкяйскими отложениями здесь больше ильменита и магнетита (43—60% тяжелой фракции), лейкоксена (16—30% рудных минералов) и циркона (10—18%). Количество граната увеличивается снизу вверх по разрезу от 2,0 до 7,5%, а турмалина, наоборот, уменьшается от 3 до 1%. Для всех пород характерно повышенное содержание большинства микроэлементов: Mn — 0,05%, Ba — 0,1, Zr — 0,011—0,015, Pb — 0,007, V — 0,016, Sr — 0,01, Cr — 0,05—0,08, Ni — 0,014—0,02. Снизу вверх по разрезу увеличивается содержание почти всех химических элементов [46]. Алевролито-глинистые отложения верхов кемерской свиты отличаются наиболее высоким содержанием названных элементов, а также Ti, Be, Co, Ga. Повышено содержание окислов (CaO до 5,73%, MnO — до 64,4%), SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и Na_2O.

Вверх по разрезу свиты возрастают содержание хемогенного материала и глинистость отложений, изменяются характер переслаивания и текстурные особенности пород. На этом основании кемерскую свиту мы расчленяем на песчанистую и глинистую литологические пачки, в каждой из которых намечаются два ритма, сложенные переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами. В нижнем ритме каждой пачки преобладают песчаники, в верхнем — алеврито-глинистые породы. Эти особенности состава и двухчленность строения кемерской свиты сохраняются на всей площади ее развития (рис. 4, 7); границы подтверждаются существенным изменением характера и интенсивности всех каротажных диаграмм.

Нижняя пачка на всей площади распространения состоит из


ВОЗРАСТ
ОТДЕЛ
ЯРУС
СВИТА СВЯЗКА
ПАЧКИ
РИТМЫ
ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
ХАРАКТЕР ОСОБЕН.
ТЕКСТУРЫ
ЭЛЕКТРОКАРОТАЖНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ПС
ГК
КС
СРЕДНИЙ
НИЖНИЙ
ЖИВЕТ
ЗЙФЕЛЬ
БРЕКОН
ПЯРНУСКАЯ
КЕМЕРСКАЯ
II
I
IV
III
II
I
II
I
741
751
770
785
818
863
900
918

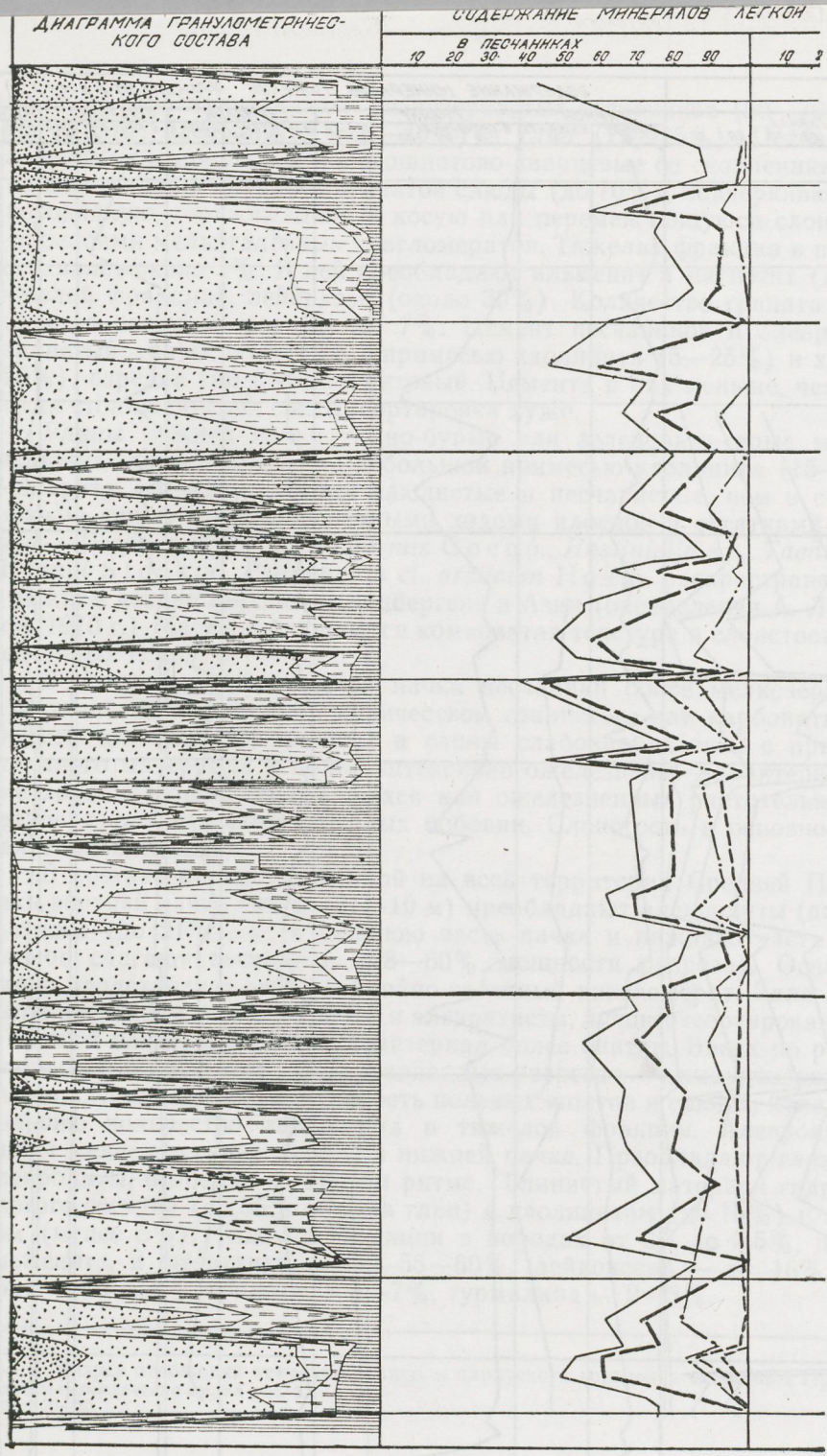
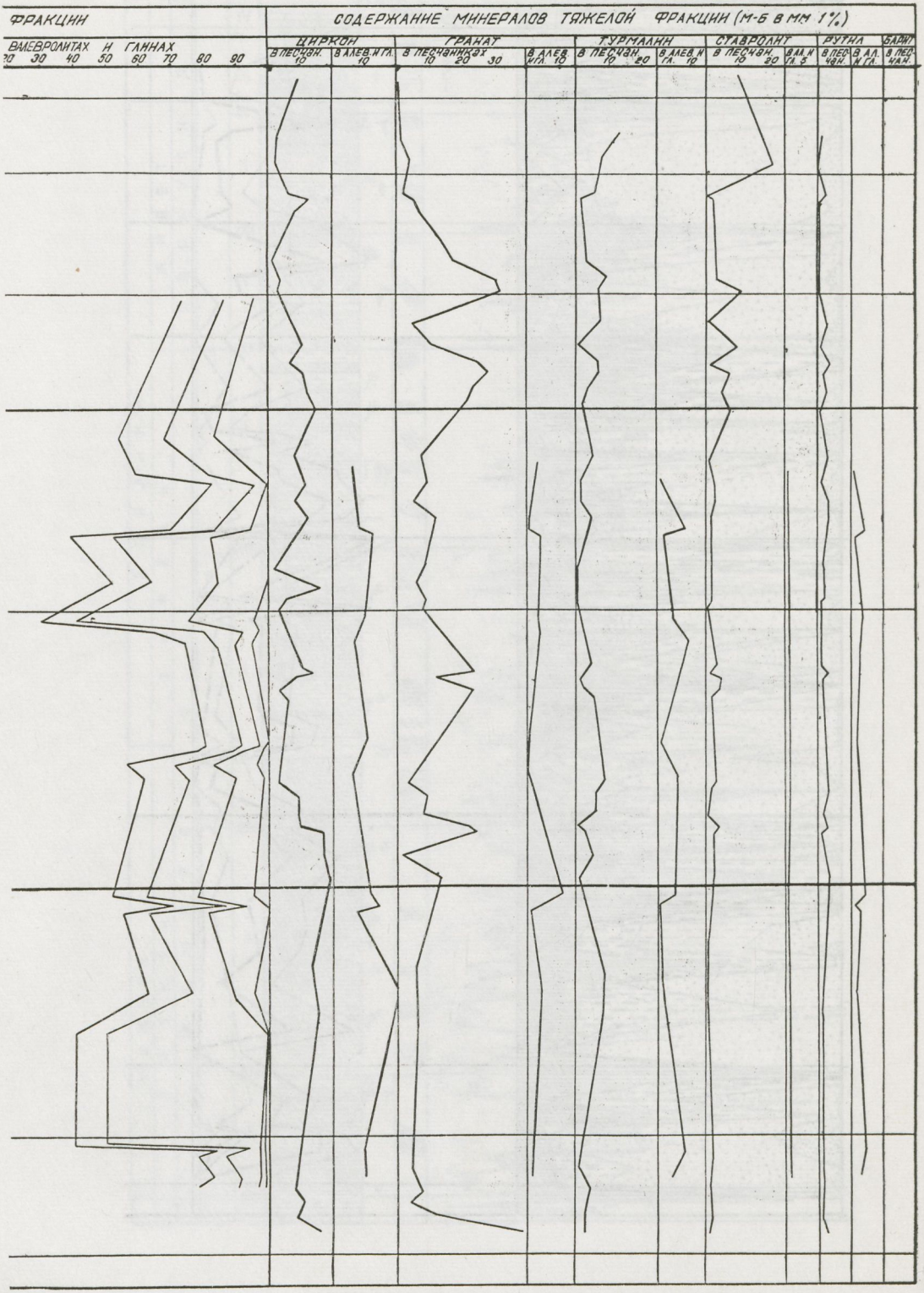


ДИАГРАММА ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА
СОДЕРЖАНИЕ МИНЕРАЛОВ ЛЕГКОН
В ПЕСЧАНИКАХ
10 20 30 40 50 60 70 80 90
10 2


ФРАКЦИИ
СОДЕРЖАНИЕ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ (М-Б В ММ 1%)
ВАЛЕВРОЛИТАХ И ГЛИНАХ
70 30 40 50 60 70 80 90
ЦИРКОН
В ПЕСЧАН. 10
В АЛЕВ. И ГЛ. 10
ГРАНАТ
В ПЕСЧАНИКАХ 10 20 30
В АЛЕВ. ИЛ. 10
ТУРМАЛИН
В ПЕСЧАН. 10 20
В АЛЕВ. И ГЛ. 10
СТАВРОЛИТ
В ПЕСЧАН. 10 20
В АЛ. И ГЛ. 5
РУТИЛ
В ПЕСЧ. ЧАН.
В АЛ. И ГЛ.
БАРИТ
В ПЕСЧ. ЧАН.

ритмично переслаивающихся разнозернистых песчаников (50—70% объема пачки), алевролитов (30—40%) и глин (12—25%). Песчаники и алевролиты кварцевые и полевошпатово-кварцевые со скоплениями рудных минералов и крупночешуйчатой слюды (до 10%), подчеркивающими линзовидную, горизонтальную, косую или перемежающуюся слоистость, с прослоями мелкогалечных конгломератов. Тяжелая фракция в породах составляет около 1%. В ней преобладают ильменит и магнетит (до 43% тяжелой фракции), лейкоксен (около 30%). Количество граната увеличивается вверх по разрезу до 7%. Цемент песчаников и алевролитов глинистый, гидрослюдистый, с примесью каолинита (5—25%) и хлорита (20%), изредка гипсово-доломитовый. Цемента в них меньше, чем в породах стонишкяйской свиты, сортировка хуже.

Глины нижней пачки темно-бурые или зеленовато-серые монтмориллонит-гидрослюдистые с небольшой примесью каолинита (15—30%) и хлорита (10—20%), более слюдистые и песчанистые, чем в стонишкяйской свите, с многочисленными ходами илоедов и остатками растений — *Drepanophycus spinaeformis* Goepp., *Hostiniella* sp., *Taeniocrada* cf. *langi* Stockm., *Psilophyton* cf. *arcticum* Hoeg., распространенными в нижнем девоне Европы, Шпицбергена и Азии (определения А. Л. Юриной, 1970 г.). Часто наблюдаются комковатая текстура и слоистость типа ленточных глин.

Во втором ритме нижней пачки песчаники более мелкозернистые и со значительно большим количеством глинистого или карбонатно-глинистого цемента. Алевролиты и глины слабокарбонатны, с примесью песчаного материала и более интенсивно ожелезнены. Характерны обилие ходов илоедов, обуглившихся или ожелезненных растительных остатков, скопления железорудных бобовин. Слоистость в основном тонкая, горизонтальная.

В составе распространенной на всей территории Средней Прибалтики верхней пачки свиты (81—10 м) преобладают алевролиты (до 50%) и глины (до 21%), хотя нижнюю часть пачки и нижнюю часть обоих ритмов слагают песчаники (28—60% мощности разреза). Основание пачки представляет собой гравийно-галечный конгломерат. Залегающие выше песчаники мелкозернисты и алевритисты, лучше отсортированы, чем в нижней пачке. Обломочный материал более окатан. Вверх по разрезу увеличивается глинистость, а в западных разрезах — лимонитизация песчаников, усиливается выветрелость полевых шпатов и слюды; появляется большее количество лейкоксена в тяжелой фракции. Алевролиты и глины менее песчанисты, чем в нижней пачке. Преобладают глинистые алевролиты, особенно во втором ритме. Глинистый материал гидрослюдистого состава (до 85% объема глин) с каолинитом (до 15%) и хлоритом (менее 5%). Тяжелой фракции в породах от 0,3 до 3,5%, причем ильменита и магнетита в ней 55—60%, лейкоксена — до 16%, циркона — 10—18%, граната — 3—7%, турмалина — 2—3%.

Рис. 7. Разрез отложений кемерской свиты и пярнуского горизонта скважины Приекуле. Условные обозначения см. на рис. 3.
К стр. 28—30.

Ритмичное переслаивание пород второй пачки более частое, мощность слоев меньше, переходы литологических разностей постепенные. Карбонатность в целом выше и неравномернее, чем в нижней пачке, местами стяжения составляют до 30% объема породы и придают отложениям комковатую или сетчатую текстуру. Для западных разрезов, кроме того, характерны пятнистое охристое ожелезнение табачно-желтого цвета, тонкие прослойки лимонита и скопления железорудных бобовин конкреционного строения. Гораздо чаще и в большем количестве, чем в глинистых отложениях нижней пачки, встречаются растительные остатки и полые карбонатные «журавчики» по корешкам растений, пронизывающие породу. На поверхностях наслоения много следов илоедов и трещин усыхания.

Во всех породах верхней пачки ассоциация руководящих минералов та же, что и в нижней. Для второстепенных минералов характерно общее снижение их содержания и более локальное распределение по площади. В породах верхней пачки отмечаются более пестрый состав и увеличение содержания большинства породообразующих окислов и микроэлементов по сравнению с нижней пачкой.

Восточнее меридиана г. Рига отложения кемерской свиты становятся более глинистыми и карбонатными. Песчаники в основном тонко- и мелкозернистые с глинистым, доломитовым или гипсовым цементом. В разрезе чаще появляются прослои тонкоплитчатых глинистых алевролитов и глин. В юго-восточных районах Средней Прибалтики алевролиты и глины замещаются серыми тонкоплитчатыми мергелями и песчанистыми доломитами.

Вопрос о возрасте и объеме кемерской свиты на территории Прибалтики дискутируется на протяжении нескольких лет, несмотря на довольно большое количество палеонтологических находок. Органические остатки обнаружены во многих разрезах отложений кемерской свиты Средней Прибалтики. Комплекс ихтиофауны существенно отличен от тильжеско-стонишкяйского. В нижней пачке встречаются раннедевонские кистеперые рыбы (*Porolepis* sp.) совместно с некоторыми формами, распространенными в низах среднего девона (см. табл. 1). Наряду с раннедевонскими псилофитами обнаружен спорово-пыльцевой комплекс кобленцского яруса. Этот комплекс, содержащийся в глинистых алевролитах нижней пачки кемерской свиты скважины Катлакалнс, по мнению Б. В. Тимофеева (определения 1965 г.), имеет более древний возраст по сравнению с изученными С. Н. Наумовой спорами в кемерской свите и пярнуских слоях Прибалтики, в ряжско-морсовских слоях центральных районов Русской платформы и в такатинской свите Западной Башкирии. Сравнение его с комплексом спор нижнего девона Подолии дает основание относить нижнюю пачку кемерской свиты к верхам нижнего девона (кобленцский ярус). По заключению Г. А. Вайтекунене (1971 г.), споры, содержащиеся в отложениях нижней пачки свиты, вскрытой скважинами Роя, Попе, Упесгрива и Балдоне, характерны для второго спорового комплекса стратотипических разрезов шяшувской свиты Литвы. По составу органических остатков и литологически отложения нижней пачки кемерской свиты Средней Прибал-

тики схожи с шяшувской свитой кемерской серии Южной Прибалтики, которая содержит ихтиофауну брекона (верхний зиген—нижний и средний эмс) [22]. Ранее автором эта пачка относилась к верхам стонишкяйской свиты [38, 39].

В отложениях кемерской свиты скважины Талсы Г. И. Кедо в 1969 г. выделен своеобразный комплекс спор, в котором преобладает группа *Leiotriletes* (до 50% всего комплекса) — формы *L. nigratus* Naum. var *minor* (более 1/3 всех форм этой группы), *L. simplicissimus* Naum., *L. rotundus* Naum., *L. pigmeus* Naum., группа *Retusotriletes* — до 20% комплекса (формы типа *R. simplex,* которые широко распространены в пярнуском горизонте среднего девона). Присутствуют также споры подгруппы *Emphanisporites* (5—17%), описанные К. Алленом из зигена Шпицбергена и Д. Макгрегором из эмса Восточной Канады. Из этой подгруппы преобладающими являются споры, описанные Д. Макгрегором как *Emphanisporites rotatus* (жедин—нижний эмс), а С. Н. Наумовой — как *Stenozonotriletes ornatissimus*, которая выделена в самых низах среднего девона Русской платформы. Г. И. Кедо отмечает также, что этот комплекс спор близок к комплексу, встреченному в отложениях верхней части шяшувской свиты скважины Кункояй в Литве. В нижней части кемерской свиты талсинского разреза появляются формы нижнедевонской подгруппы *Diatomozonotriletes* (3% всего комплекса). Наблюдаются значительное количество акритарх *(Leiopsophosphaera minuta* (Stalp.) Tschibr., форм, сходных с *Leiosphaeridia* типа В, и др.) и единичные хитинозои.

Верхняя пачка кемерской свиты в отличие от нижней содержит более разнообразные органические остатки (агнаты, рыбы, лингулы, конхостраки, растения и их споры). Очень богат комплекс ихтиофауны (см. табл. 1): гетеростраки, артродиры, акантоды, антиархи, кистеперые, дипнои и актиноптеригии. Много форм, общих с вышележащими пярнускоНаровскими отложениями или широко распространенных в среднем и позднем девоне, встречаются переходные из раннего девона. Все остатки артродир принадлежат к новым родам и видам, много также новых видов среди акантод. По заключению Л. А. Лярской, этот комплекс содержит в основном среднедевонские формы, но характеризует более древние отложения, чем пярнуско-наровские, и может быть датирован как раннеэйфельский. Комплекс спор также значительно отличается от комплекса нижней пачки. Споры и пыльцу, содержащиеся в отложениях кемерской свиты (Акнисте), С. Н. Наумова [50] считает сходными с комплексом из вагранской свиты Урала. Основываясь на этих данных, П. П. Лиепиньш [30, 33] относит кемерскую свиту к эйфельскому ярусу. С. Н. Старикова комплекс спор верхней пачки из разрезов Восточной Латвии относит к зоне *Hymenozonotriletes,* характеризующей ряжские отложения центральных и восточных районов Русской платформы [1].

На данном этапе палеонтологической изученности вопрос о возрасте кемерской свиты (а развита она почти повсеместно) на территории Прибалтики еще не решен окончательно. Остатки ихтиофауны, найденные в разрезах Средней Прибалтики, содержат формы, обитавшие во второй половине раннего и в среднем девоне. Последние преобладают.

Многие из среднедевонских форм, возможно, раннеэйфельского возраста [41]. Флористические остатки также как ранне-, так и среднедевонского возраста. На площади Южной Прибалтики отложения кемерской серии (свиты) характеризуются ихтиофауной брекона, причем ее находки приурочены в основном к шяшувской свите, лишь на Неманской разведочной площади встречаются и в виеситской свите.

Л. А. Лярская [41] считает, что на западе Латвии развиты лишь отложения нижней части кемерской свиты (аналог шяшувской свиты Литвы), а на востоке — только отложения, отнесенные П. П. Лиепиньшем [33] к виеситской свите, сейчас же выделяемые в резекненскую свиту раннеэйфельского возраста. Они не одновозрастны с виеситской свитой Литвы, залегают на этих отложениях и более древних образованиях со стратиграфическим и географическим несогласием. По нашему мнению, здесь имеет место недостаточно точная корреляция разрезов. Как неоднократно отмечалось в литературе [84, 85, 49, 22, 24, 5, 27, 67, 68, 69], на всей территории Прибалтики обе части кемерской свиты литологически близки и являются образованиями единого этапа седиментации, несколько различаясь фациально. Свита залегает с размывом и стратиграфическим несогласием на более древних отложениях. Она имеет единый палеотектонический план для обеих своих частей, отличный от диттонского. В. М. Василяускас [5] также указывал на соответствие тильжеской и стонишкяйской свит Южной Прибалтики эмерсионным ритмам каледонского этапа, а шяшувской и виеситской свит — нижнему трансгрессивному ритму герцинского этапа.

Объем перерыва между кемерской свитой и нижележащими образованиями для территории Средней Прибалтики гораздо значительнее, чем между тильжеской и стонишкяйской свитами диттона и силуром (см. рис. 5, 6). Диапазон этого перерыва существенно увеличивается с запада на восток. Кемерские отложения перекрывают породы от стонишкяйской свиты на западе до кембрия на востоке, а на своде Мынистской локальной структуры залегают на образованиях архея. На всей территории Прибалтики этой границе соответствует время общего поднятия региона, повсеместный перерыв в седиментации, а также смена этапов геотектонического развития осадочного чехла [67, 69]. В разрезе кемерской свиты отсутствуют сколь-нибудь значительные перерывы между отложениями. Вышележащие образования пярнуского горизонта залегают согласно с кемерской свитой, трансгрессивно ее перекрывая, и содержат ряд форм ихтиофауны, общих с верхней частью кемерской свиты. Оба подразделения имеют также общий палеотектонический план.

Формирование отложений кемерской свиты непосредственно связано со среднедевонским этапом осадконакопления, который обусловлен характером среднедевонской трансгрессии на всей Русской платформе. Кемерское время является начальной ее стадией в Прибалтике, судя по закономерностям развития палеогеографической обстановки этого региона на протяжении всего среднего девона. Палеогеографическая обстановка и образование литолого-фациальных зон бассейна осадконакопления кемерского времени направленно продолжают развиваться в пярнуское и наровское время. Кемерское время является начальной

стадией перестройки структурного плана и формирования структурных элементов второго этажа платформенного чехла всего региона. Происходит интенсивное прогибание восточной части территории Средней Прибалтики, что связано с развитием структур западной части Московской синеклизы.

Судя по фактическому материалу, в данном случае имеет место явное несоответствие биостратиграфической и геотектонической границ нижнего и среднего девона, запаздывание эволюции органического мира по сравнению с процессами тектонического развития (свидетельством этого являются примеры, приводимые в литературе [16, 28, 72]). Как стратиграфическая единица кемерская свита имеет нижнедевонский или нижне-среднедевонский возраст, однако в истории развития осадочного чехла Прибалтики кемерское время тяготеет к среднедевонскому этапу герцинского цикла. С этого момента начались существенные изменения в ходе развития обстановки седиментации и значительная перестройка структурного плана территории. В следующих разделах работы палеогеография и палеотектоника среднего девона рассматриваются с кемерского времени.

СРЕДНИЙ ДЕВОН

Отложения среднего девона на территории Прибалтики представлены карбонатно-терригенной толщей мощностью свыше 460 м. К трансгрессивному этапу среднедевонского цикла седиментации относится песчаная толща пярнуского возраста. Эти терригенные отложения являются базальной пачкой морской трансгрессии наровского бассейна. Наибольшее развитие морского бассейна приурочено к ранненаровскому времени, когда накапливались сероцветные глинисто-карбонатные отложения первых двух пачек. К регрессивному этапу относятся пестроцветные терригенно-карбонатные отложения двух верхних пачек наровского горизонта и красноцветные отложения арукюльских и буртниекских слоев старооскольского горизонта.

ПЯРНУСКИЙ ГОРИЗОНТ

Отложения горизонта трансгрессивно перекрывают кемерскую свиту. Лишь в северной Эстонии он залегает на породах силура. Мощность горизонта в Средней Прибалтике уменьшается в направлении с юга на север с 84 до 17 м. Это глинисто-песчаный комплекс пород, отличный от кемерских и наровских отложений. Большую часть разреза (70—90%) составляют желтоватые и белые разнозернистые кварцевые песчаники с окатышами глинистых пород и прослоями гравийно-галечных конгломератов, алевролитов или карбонатных глин. Они кварцевые и слюдистые. В тяжелой фракции, составляющей 1,0—1,3% породы, содержание граната резко повышено по сравнению с содержанием его в кемерской свите (до 41—50%); сильно непостоянным является содержание циркона (4—15%) и рудных минералов (34—56%), причем лейкоксена в них не

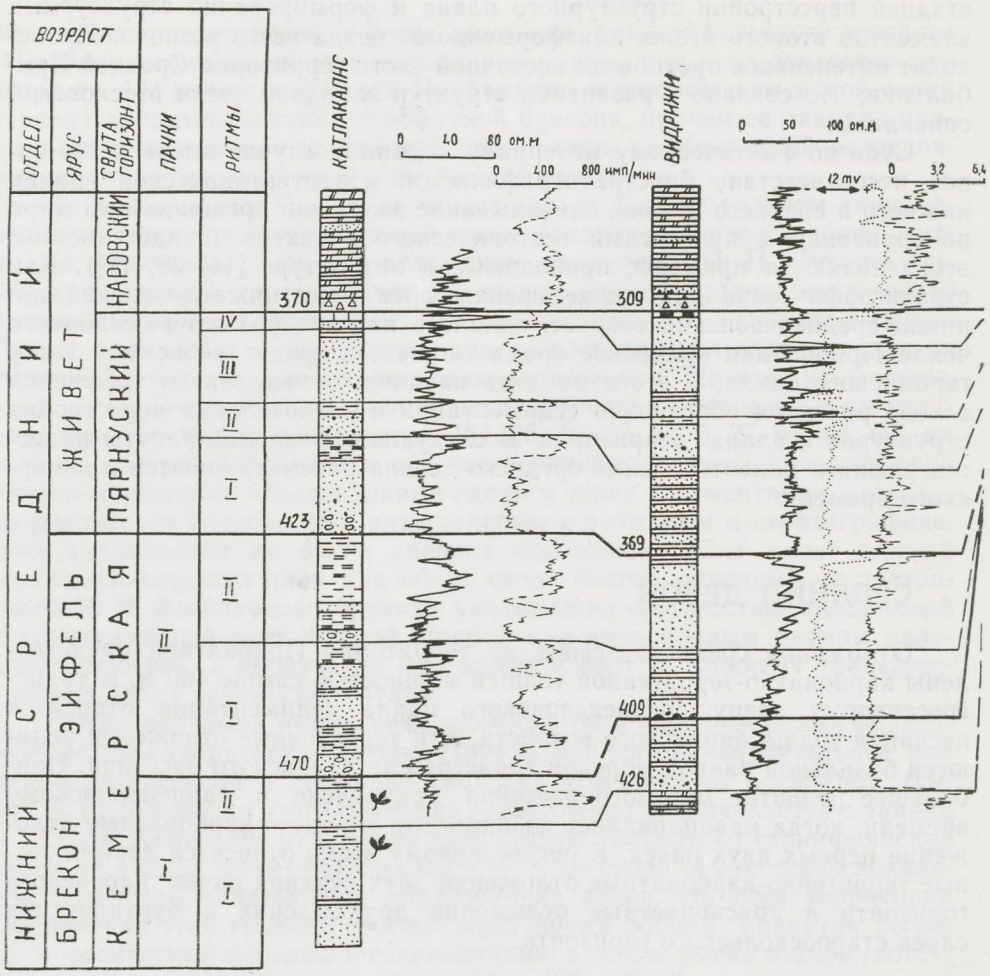
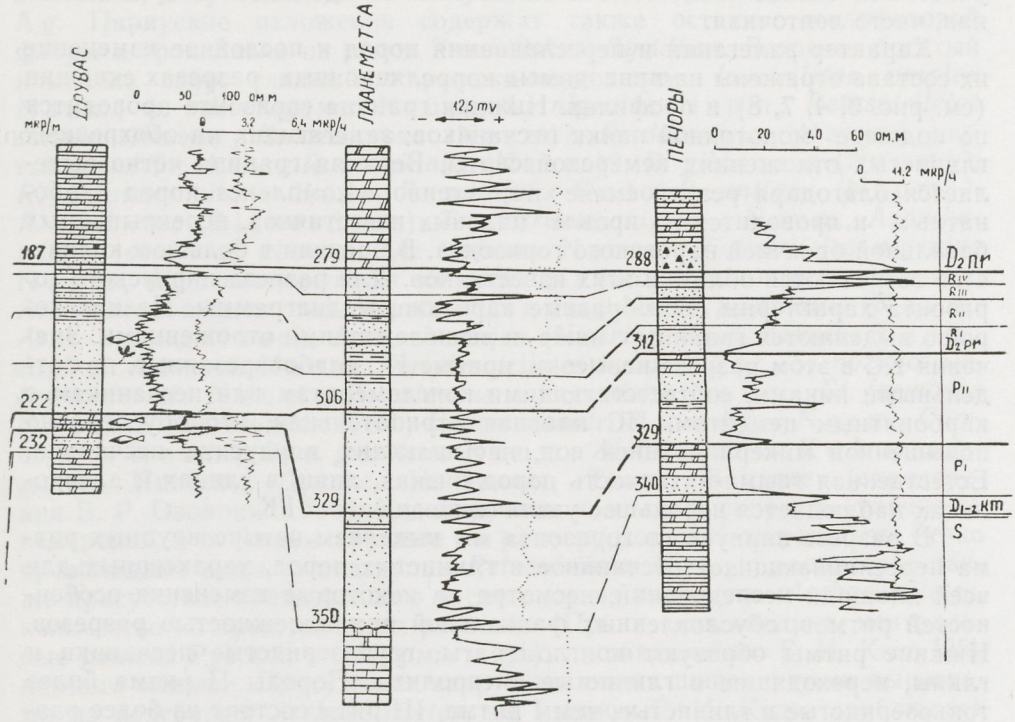


Рис. 8. Профиль корреляции отложений нижнего и низов среднего девона
Условные обозначения см. на рис. 4.

больше 11%, турмалина от 2 до 3%. Для пярнуских отложений характерно резкое снижение содержания подавляющего большинства редких, рассеянных и микроэлементов по сравнению с отложениями кемерской свиты [46]. Наблюдается повышенная концентрация Mn (0,056), Cu (0,0033) и Co (0,011%). Во всех литологических разностях повышено содержание окислов CaO (3,48—23,18%), MnO (3,18—16%), K_2O (2,08—4,6%), потери при прокаливании составляют 4,52—26,2%, причем четкая дифференциация содержания окислов в различных породах отсутствует.



по линии Катлакалнс—Печоры.

В отличие от кемерских песчаники пярнуского горизонта слабо и неравномерно сцементированы глинистым (гидрослюдистым), а в верхней части разреза глинисто-карбонатным материалом, почти без примеси гидроокислов железа. Сортировка слабая, однако степень ее повышается вверх по разрезу при снижении зернистости обломочного материала. Слоистость разнообразная, в основном типа потоков. Прослои алевролитов и глин редки и маломощны (1—3 м). Алевролиты составляют 8—15% разреза, преимущественно глинистые красно-коричневые или зеленовато-серые со сгустковой структурой, обусловленной неравномерностью распределения гидрослюдистого материала, тонкогоризонтально-

слоистые. Глины (до 15%) гидрослюдистые, с примесью каолинита (до 20%), алевритистые и с неравномерной примесью песчаного материала, участками сильно слюдистые и ожелезненные. Слоистость горизонтальная, часто ленточная.

Характер залегания и переслаивания пород и послойное изменение их состава отражены на приводимых корреляционных разрезах скважин (см. рис. 3, 4, 7, 8) и профилях. Нижняя граница горизонта проводится по подошве монотонной пачки песчаников, залегающих на обохренных глинистых отложениях кемерской свиты. Верхняя граница четко выделяется благодаря резкой смене терригенного комплекса пород карбонатным и проводится по кровле палевых известняков, перекрываемых базальной брекчией наровского горизонта. В брекчии в большом количестве встречаются обломки этих известняков. Для разреза пярнуского горизонта характерны своеобразные каротажные диаграммы. На них хорошо выделяются границы с ниже- и вышележащими отложениями. Значения КС в этом разрезе невысоки, кривые КС слабоизрезанные, но с отдельными пиками, соответствующими конгломератам или песчаникам с карбонатным цементом. ПС плавная отрицательная, что обусловлено повышенной минерализацией вод, насыщающих пярнуские песчаники. Естественная гамма-активность пород низкая, лишь в глинах и алевролитах наблюдается небольшое увеличение значений ГК.

В разрезе пярнуского горизонта мы выделяем четыре крупных ритма переслаивающихся песчаников и глинистых пород, характерных для всей площади исследований, несмотря на некоторые изменения особенностей ритмов, обусловленных фациальной принадлежностью разрезов. Нижние ритмы образуют конгломераты, грубозернистые песчаники и глины, переходящие в глинистые алевролиты. Породы II ритма более тонкозернистые и глинистые, чем I ритма. III ритм состоит из более равномернозернистых и лимонитизированных песчаников, чередующихся с гидрослюдистыми алевролитами и глинами с многочисленными линзами песчаного материала и растительными остатками. Отложения этих ритмов соответствуют ториским (псилофитовым) песчаникам Эстонии. IV ритм значительно отличается от нижележащих: песчаники в нем розовые кварцево-трохилисковые с карбонатным цементом. Верхний его элемент сложен палевым известняком (0,5—2,5 м) доломитизированным, тонко-горизонтальнослоистым, с линзочками черного органического вещества, с сетью трещин усыхания или брекчированным. Изредка верхний элемент IV ритма представлен зеленовато-серой каолинито-гидрослюдистой глиной с примесью каолинита (до 30%) и карбонатов (до 15%), главным образом кальцита. Тонкодисперсного пирита в глинах 5—10%, хлорита — менее 5%. Отложения IV ритма соответствуют таметским (трохилисковым) песчаникам Эстонии.

Фауна в отложениях пярнуского горизонта типично среднедевонская и неразрывно связана с фауной наровского и старооскольского горизонтов (см. табл. 1). Наиболее богаты остатками фауны (брахиоподы, остракоды, ихтиофауна) породы III и IV ритмов. Подобный, но более богатый комплекс ихтиофауны присущ пярнуским отложениям Эстонии. Д. В. Обручев [54] указывает на три крупных изменения в формах пяр-

нуской фауны по сравнению с нижнедевонскими: исчезновение телодонтов и остеострак; гетерострак представлены только семейством *Psammosteidae,* а арктолепиды *Arctolepidiformes* — *Actinolepis tuberculata,* Ag. Пярнуские отложения содержат также остатки псилофитовой флоры и трохилиски из родов *Trochiliskus, Sycidium.* Встречен богатый комплекс спор, сходный с ряжско-морсовским: *Leiotriletes simplex* Naum., *L. microrugosus* Naum., *L. nigratus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *R. devonicus* (Naum)?, *R. devonicus* (Naum.) var. *echinatus* Tschibr., *R. concinnus* (Naum.)?, *R. gibberosus* (Naum.)?, *R. parvimanmilaris* Kedo, *R. mitabilis* Kedo, *R. antigus* (Naum.)?, *R. distinetus* (Richardson), *Trachitriletes nigratus* Naum., *Acanthotriletes correctus* Naum., *Ac. inferus* Naum., *Dictiotriletes nigratus* Naum., *Hymenozonotriletes dentatus* Naum., *Hym. rugatus* Naum., *Archaeozonotriletes subcompactus* Naum., *Arch. pustulatus* Naum., *Arch. notatus* Naum., *Arch.* cf. *majus* (Naum), *Arch. hamilus* Naum., *Arch* cf. *naumovii* Naum., *Periplecotriletes tortus* Egor., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *St. extensus* var. *minor* Naum., *St. formosus* Naum., *St. verecundes* Ked., *Camarozonotriletes antigus* Naum., *Cam. obtusus* Naum., *Cam. giveticus* Naum., *Aletes plicatus* Ked. в скважинах Пилтене, Друвас, Инчукалнс, Талсы, Блидене (определения В. Р. Озолинь и Г. И. Кедо). В этом комплексе споры, в отличие от кемерских, в основном крупные по размеру, хорошей сохранности. Резко преобладают виды из подгруппы *Retusotriletes* Naum., характерно также присутствие значительного числа спор из подгруппы *Archaeotriletes,* количество которых в других регионах (Припятская впадина, центральные районы Русской платформы и др.), по заключению Г. И. Кедо [25], намного меньше. Присутствие спор с длинными шиповидными выростами из подгруппы *Archaeotriletes,* по мнению Г. И. Кедо, приближает разрез пярнуского горизонта к одновозрастным разрезам Западной Европы. Этот комплекс спор близок к комплексу низов наровского горизонта.

Пярнуские отложения были впервые описаны К. К. Орвику [58] и Д. В. Обручевым [52]. Установлено, что в Эстонии они имеют те же состав и строение, что и на территории Латвии и Литвы, хотя мощность горизонта значительно сокращается с юга на север, в сторону глинта, являющегося барьером для распространения пярнуского бассейна. Комплекс ихтиофауны аналогичен латвийскому. Встречены остатки псилофитов *Asteroxilon, Aneurophyton* и споры. В таммеских песчаниках содержится много трохилисков (*Trochiliskus* sp.), встречены лингулы, отпечатки остракод, остатки рыб и растений, следы их корешков, спорадические скопления сине-зеленых водорослей.

В Литве отложения пярнуского горизонта также представлены песчаниками с прослоями глинистых пород и остатками рыб того же комплекса. На территории Белоруссии с пярнуским горизонтом Прибалтики, вероятно, можно сопоставить немые косослоистые мелкозернистые песчаники обольской свиты, которые В. К. Голубцовым и Г. И. Кедо [14] параллелизуются с ряжским горизонтом Главного девонского поля. Аналогом пярнуского горизонта Прибалтики в Московской синеклизе яв-

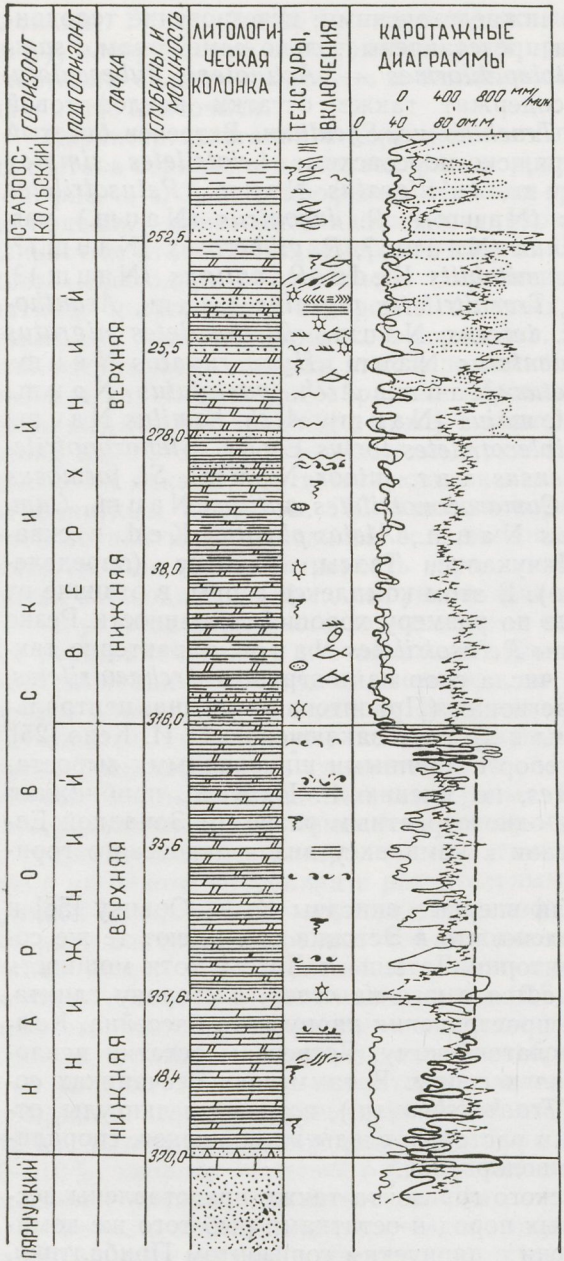


Рис. 9. Разрез отложений наровского горизонта скважины Катлакалнс.

Условные обозначения см. на рис. 3.

ляются терригенные отложения ряжского горизонта. В Решениях МСК (1962 г.) возраст их датируется живетом. А. И. Ляшенко и С. В. Тихомиров на основе фаунистических данных и этапности осадконакопления считают пярнуский (ряжский) горизонт образованием эйфельского века.

НАРОВСКИЙ ГОРИЗОНТ

Отложения горизонта перекрывают нижележащий терригенный комплекс на всей территории. Мощность разреза 70—170 м. Наибольшие мощности отмечены на юго-западе Средней Прибалтики, а минимальные — в центральных и северных районах.

Разрез в основном состоит из пестроцветных глинисто-карбонатных отложений. Это маломощные (0,5—1,5 м) слои доломитовых глин, глинистых и доломитовых мергелей и доломитов, мелкоритмично переслаивающиеся между собой. В основании ритмов нижней половины горизонта обычно залегают глины. В верхней половине разреза ритмы начинаются глинистыми разностями алевролитов или песчаников. Переходы между литологическими разностями в ритмах постепенные, а границы между ритмами более резкие. В кровле ритмов часто наблюдаются размывы, особенно в верхней части горизонта. Изменения

состава и строения отложений в вертикальном направлении и по площади отражены на приводимых разрезе скважины (рис. 9) и профилях (см. рис. 19, 22).

Породы наровского горизонта существенно отличаются от пярнуских отложений содержанием руководящих минералов: в легкой фракции больше полевых шпатов (13—16%) и слюды (до 25%), присутствует глауконит (до 0,15—6,0%). Тяжелой фракции в наровских отложениях не более 0,3%. Содержание рудных минералов в ней 36—37%, граната 10—15, циркона 10—14, турмалина 1,5—3,6%. В глинисто-карбонатных отложениях наровского горизонта отмечается повышенная концентрация всех редких и рассеянных элементов, кроме Zr и Pb, причем содержание Ni (0,0021), Co (0,0012) и Mn (0,058%) в них самое высокое по сравнению с отложениями всех нижележащих горизонтов и свит. Ярко выражена дифференциация содержания элементов по литологическим разностям [46]. Так, в карбонатных породах отмечаются повышенное содержание Mn, Sr, Ni, Co, а также более высокие потери при прокаливании; в алеврито-глинистых отложениях максимума достигает содержание Cr, Ni, Co, Be, а также Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O.

В большинстве разрезов нижняя граница горизонта обозначена резкой сменой комплекса пород. Она проводится по подошве базальной брекчии, подстилающей карбонатные отложения почти на всей территории (см. рис. 4, 8, 9). Этот контакт, по каротажным данным, выражен резким переходом от отрицательных значений ПС к положительным и значительным повышением интенсивности ГК.

Верхняя граница наровского горизонта определяется литологическими и фаунистическими признаками, хотя в ряде разрезов, где наблюдаются близкие фациальные условия с арукюльскими отложениями, ее трудно установить. Обычно верхняя граница проводится по кровле слоя мергелей карбонатно-терригенных отложений, перекрывающихся красноцветным терригенным комплексом старооскольского горизонта. Эта граница подтверждается изменением гранулометрического и минерального составов пород и хорошо выражена на каротажных диаграммах значительным изменением интенсивности и конфигурации кривых. По ГК наблюдается резкий спад интенсивности на границе с арукюльскими отложениями. На диаграмме КС наровско-арукюльская граница выделяется по четкой смене характера перемежаемости и интенсивности экстремальных значений: верхней части наровского горизонта соответствует более частое чередование минимальных и максимальных значений и более низкий уровень КС, чем в арукюльских слоях старооскольского горизонта (рис. 10).

Наровский горизонт по преобладанию в разрезе тех или иных литологических разностей, текстурным особенностям и характеру переслаивания пород разделяем на четыре литологические пачки (см. рис. 2), имеющие некоторые фаунистические различия. Первая пачка — карбонатно-глинистая (мощность 10—45 м), вторая — мергельная (30—60 м), третья — терригенно-карбонатная (30—65 м), четвертая — карбонатно-терригенная (15—20 м) [63]. Пачки соответствуют сабским, руйским, ле-

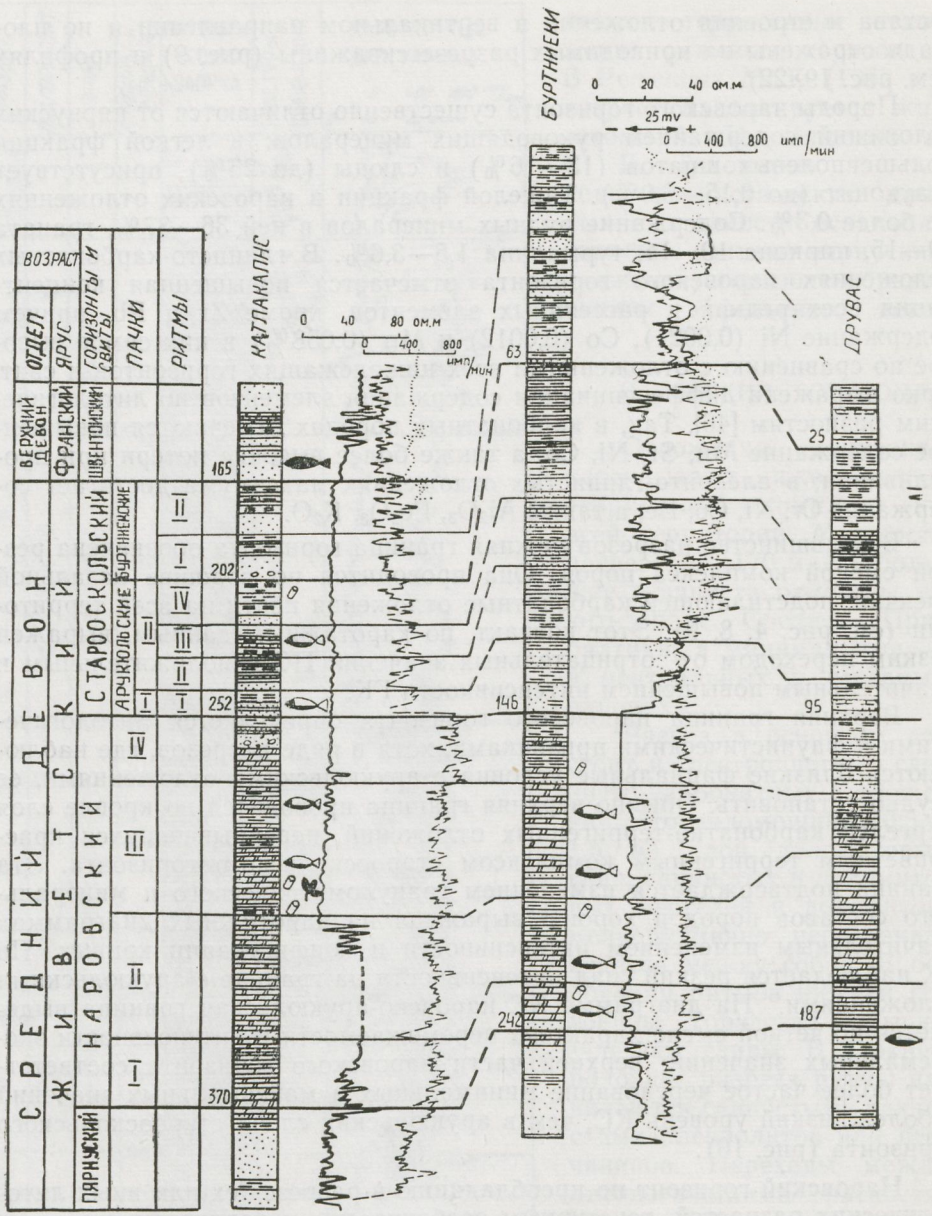
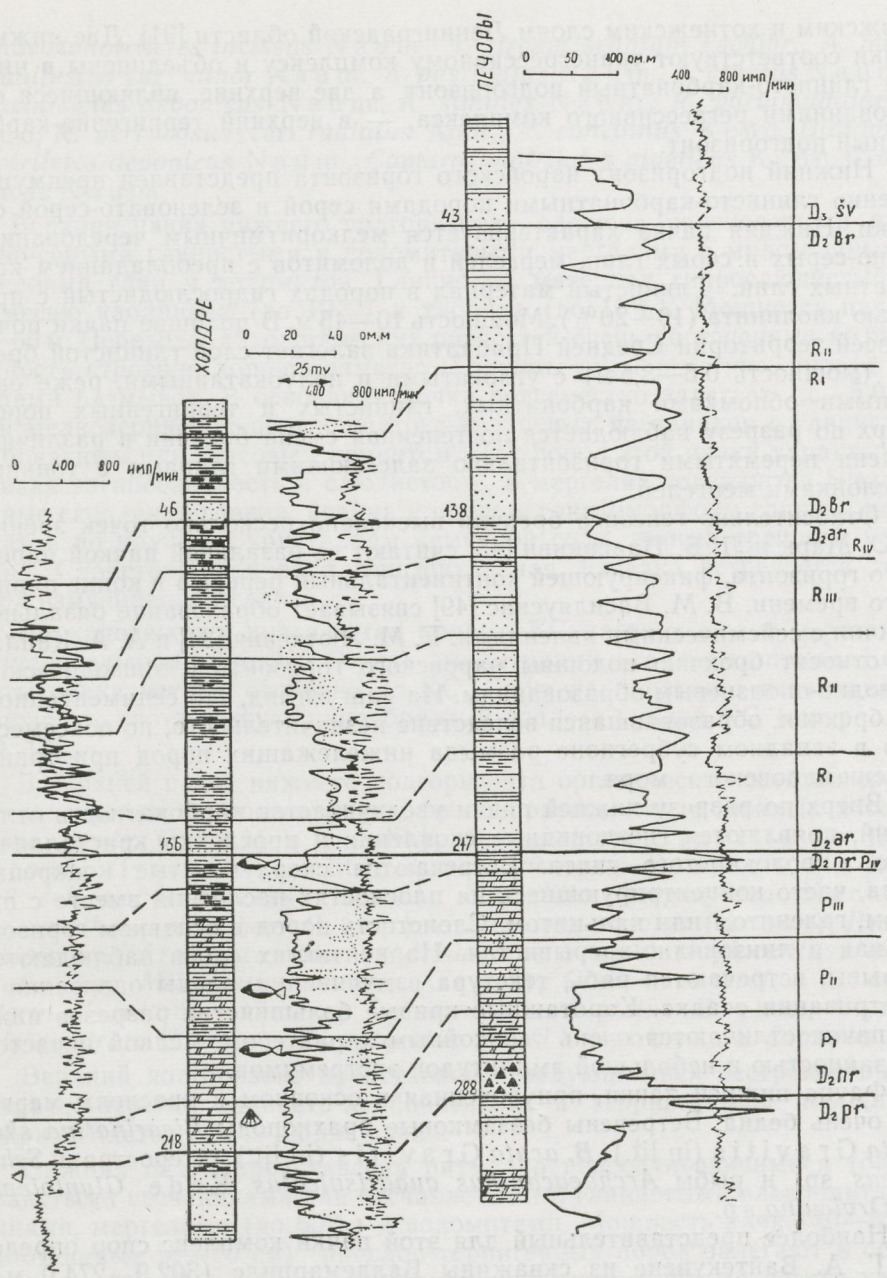


Рис. 10. Профиль корреляции отложений средней и верхней части среднего девона по линии Катлакалнс—Печоры.

Условные обозначения см. на рис. 4.



мовжским и хотнежским слоям Ленинградской области [91]. Две нижние пачки соответствуют трансгрессивному комплексу и объединены в нижний глинисто-карбонатный подгоризонт, а две верхние, являющиеся образованиями регрессивного комплекса, — в верхний терригенно-карбонатный подгоризонт.

Нижний подгоризонт наровского горизонта представлен преимущественно глинисто-карбонатными породами серой и зеленовато-серой окраски. Нижняя пачка характеризуется мелкоритмичным чередованием темно-серых и серых глин, мергелей и доломитов с преобладанием карбонатных глин. Глинистый материал в породах гидрослюдистый с примесью каолинита (10—20%). Мощность 10—45 м. В подошве пачки почти на всей территории Средней Прибалтики залегает слой глинистой брекчии (мощность 0,5—3,5 м) с угловатыми и полуокатанными, реже окатанными обломками карбонатных, глинистых и терригенных пород. Вверх по разрезу наблюдается постепенная смена брекчии в различной степени перемятыми горизонтально залегающими глинами с тонкими прослойками мергелей.

Относительно генезиса брекчии высказано несколько точек зрения. Э. Ю. Марк и Л. Б. Паасикиви [45] считают ее базальной пачкой наровского горизонта, фиксирующей континентальный перерыв в конце пярнуского времени. В. М. Василяускас [49] связывает образование базальной брекчии с сейсмическими явлениями. Е. М. Люткевич [34] и А. А. Каплан [19] относят брекчию подошвы наровского горизонта к эпизодическим подводно-оползневым образованиям. На наш взгляд, это седиментационная брекчия, образовавшаяся вследствие незначительного, но повсеместного в западном субрегионе размыва нижележащих пород при трансгрессии наровского моря.

Вверх по разрезу нижней пачки увеличивается карбонатность отложений, появляются гнездовидные скопления и прослойки кристаллического и волокнистого гипса. Встречаются скорлуповатые конкреции опала, часто концентрирующиеся на плоскостях наслоения вместе с пиритом, галенитом или кальцитом. Слоистость пород в основном горизонтальная и линзовидно-прерывистая. На контактах слоев наблюдаются размывы, встречаются рябь, текстура взмучивания, следы оползания и выветривания осадка. Каротажные кривые большинства разрезов нижней пачки отличаются очень спокойным характером, мелкой и частой изрезанностью и небольшой амплитудой экстремумов.

Фауна нижней пачки, приуроченная в основном к прослоям мергелей, очень бедна. Встречены беззамковые брахиоподы *Bicarinatina skapulata* Gravitis (in lit.), *B. acuta* Gravitis (in lit.), гетеростраки *Schizosteus* sp. и рыбы *Archaeacanthus quadrisulcatus* Kade, *Glyptolepis* sp., *Orvicuina* sp.

Наиболее представительный для этой пачки комплекс спор определен Г. А. Вайтекунене из скважины Валдемарпилс (302,9—274,0 м): *Leiotriletes devonicus* Naum., *L. pullatus* Naum., *Trachytriletes nigratus* Naum., *Stenozonotriletes ornatissimus* Naum., *St. extensis* Naum., *St. formus* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum., *Archaeotriletes crassus* Naum., *A. setigerus* Kedo, *Hymenosonotriletes melanidus* Naum.,

Archaeozonotriletes incissus Naum., *A. circum seaptum Tschibr.*, *A. micromanifestus* var. *minor* Naum., *A. pustulatus* Naum., *A. crassus* Naum., *Retuzotriletes devonicus* Naum., *R. simplex* Naum., *R. parvimamilarus* Kedo, *R. verrucosus* var. *radiatus* Andr., *R. concinnus* Kedo, *Diatomozonotriletes devonicus* Naum., *Camarozonotriletes giveticus* Kedo, *C. devonicus* Naum.

Верхняя пачка нижнего подгоризонта сложена зеленоватыми или темно-серыми глинистыми и доломитовыми мергелями с маломощными прослоями глин и доломитов. Глинистый материал гидрослюдистый с примесью каолинита (до 10%) и хлорита (до 10%). Мощность пачки 30—60 м. Переходы литологических разностей очень постепенные, но ритмичность строения хорошо заметна. Границы ритмов четкие, иногда со следами размывов. В основании пачки повсеместно залегает 1,5—5,0 м слой мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников с глинисто-карбонатным или гипсовым цементом. Для пород этой пачки характерна сильная загипсованность и слюдистость, в мергелях содержатся гнездовидные скопления гравия кварца и пирита, глиптоморфозы глины и карбонатов по крупным кристаллам каменной соли, иногда трещины усыхания. Слоистость тонкая и горизонтальная, изредка встречается текстура взмучивания осадка.

На каротажных диаграммах кривые КС часто и мелко изрезаны, со значительными (до 300 Ом·м) амплитудами отдельных пиков. Контакты пачки четкие, особенно по КС. Слою карбонатного песчаника в ее подошве соответствует пикообразный всплеск кривой КС (см. рис. 4, 8, 9, 10).

В верхней пачке нижнего подгоризонта органические остатки сравнительно редки, но состав фауны разнообразнее, чем в нижней: *Bicarinatina acuta* Gravitis (in lit.), *B. sakaliana* Gravitis (in lit.), *B. borchi* Gravitis (in lit.), *B. variecorrugata* Gravitis (in lit.), *B. ? seliana* Gravitis (in lit.), *Leperditia geographica* Hecker, *Pseudoestheria pogrebovi* (Lutk.), *Schizosteus striatus* (Gross), *Psammolepis* sp., *Archaeacanthus quadrisulcatus* Kade, *Haplacanthus marginalis* Ag., *Millerostius orvikui* (Gross), *Coccosteus orvicui* Gross, *Asterolepis estonica* Gross, *Byssacanthus dilatatus* Eichw., *Glyptolepis quadrata* Eichw., *Gyroptychius grossi* Vorobyeva, *Dipterus* sp.

Верхний подгоризонт представлен чередующимися пестроцветными и красно-бурыми глинисто-карбонатными и терригенными породами. Подразделяется также на две пачки.

Нижняя пачка представлена ритмично переслаивающимися тонкозернистыми песчаниками или песчанистыми и глинистыми алевролитами, глинами, мергелями (до 60%) и доломитами. Мощность пачки 30—65 м. Маломощные (5—50 см) прослои терригенных пород залегают в основании ритмов. Для пачки характерен многокомпонентный состав глин: гидрослюда 30—60%, каолинит 25—40, хлорит 5—30, кальцит до 10%; присутствуют органическое вещество и пирит. В алевролитах и мергелях глинистый материал в основном гидрослюдистый; примесь каолинита и хлорита незначительная (до 10%).

Все породы пачки преимущественно зеленовато-серого цвета. Лишь в верхней части разреза отложения приобретают серовато-коричневую окраску, причем увеличивается примесь терригенного материала, появляется пятнистое муаровое ожелезнение. В различных частях разреза пачки, начиная с ее низов, в мергелях отмечаются скопления кварца мелкогравийной или песчаной размерности, мелкие линзочки слабосцементированного песчаника. Часто встречаются трещины усыхания, борозды размыва и знаки ряби, текстура взмучивания, много следов илоедов. Характерна также линзовидная, косая, перемежающаяся и горизонтальная слоистость. Нижняя пачка характеризуется спокойной мелкоизрезанной диаграммой каротажных кривых с небольшой амплитудой пиков, низкими значениями КС, положительной ПС и несколько более изрезанной ГК.

Фауна в этих отложениях обильнее, чем в нижнем подгоризонте. Ее остатки приурочены в основном к прослоям алевролита и песчаников и, кроме форм, встреченных в верхней пачке нижнего подгоризонта, представлены следующими видами: *Asmussia membranacea* (Pacht.), *Homacanihus* sp., *Homacanthus qracilis* (Eichw.), *Osteolepididae* inc. gen., *Dipterus serratus* (Eichw.), *Orvicuina* sp. В некоторых разрезах Восточной Латвии (скв. Аташиене, Бебрене) в прослоях плотного розовато-светло-серого доломита встречены фрагменты ядер *Gastropoda* gen. et sp. ind. совместно с лингулами *Bicarinatina* cf. *bicarinata* Kut. (определения С. И. Жейбы 1973 г.). Комплекс спор пока не известен.

Верхняя пачка представлена более четкими и крупными ритмами, состоящими из песчаников, алевролитов, глин и мергелей. Мощность 7—25 м. В разрезе преобладают терригенные породы. Песчаники тонкозернистые полевошпатово-кварцевые, сильно слюдистые, глинистые и карбонатные, в основном хорошо сортированные. Алевролиты и глины также слюдистые, большей частью песчанистые. Мергели доломитовые, глинистые, ожелезненные, постепено переходящие в глины, с линзовидными прослойками песчаного и слюдистого материала. Во всех литологических разностях глинистый материал каолинито-гидрослюдистого состава с примесью хлорита до 10%. Слюды в нем различной степени гидратации. Содержание каолинита от 10 до 30%.

Для пород этой пачки характерны красно-коричневая, перемежающаяся с зеленовато-серой, окраска и сильное ожелезнение. Наблюдаются гнездовидные и послойные скопления мелкого детрита фауны, трохилиски, ходы илоедов, большое количество растительных остатков и их споры. Слоистость разнообразная, часты текстура взмучивания, система трещин усыхания и смятие слоев оползневого характера. Эта пачка наровского разреза характеризуется большой изрезанностью диаграмм электрокаротажа; часто наблюдается перемежаемость положительных и отрицательных значений. Естественная гамма-активность почти той же интенсивности, что и в нижней пачке, но диаграмма ее более изрезанная.

Палеонтологические остатки в этих отложениях многочисленнее и более разнообразны, чем в нижележащих пачках. Фауна встречается во всех литологических разностях пород: *Bicarinatina dobelensis* sp.

nov. Gravitis, *B. liviana* sp. nov. Gravitis, *Lingula* cf. *aperata* Botrukova, *Asmussia membranacea* (Pacht.), *Pseudoestheria pogrebovi* (Lutk.), *Leperditia geographica* Hecker. Ихтиофауну представляют агнаты *Schizosteus striatus* (Gross), *Psammolepis* sp., *Pycnosteus palaeformis* Preobr., акантоды *Archaeacanthus quadrisulcatus* Kade, *Haplacanthus marginalis* Ag., *Homacanthus gracilis* Eichw., артродиры *Millerosteus? orvikui* (Gross), антиархи *Asterolepis estonica* Gross, *Byssacanthus dilatatus* Eichw., кистеперые *Glyptolepis quadrata* Eichw., *Osteolepididae,* дипнои *Dipterus serratus* (Eichw.), лучеперые *Orvikuina* sp. В глинисто-карбонатных разностях часто встречаются скопления трохилисков *Sycidium panderi* Karp., *Sycidium panderi* var. *minor* Karp., *Sycidium volborthi* Karp., *Trochiliscus bulbiformis* Karp.

Комплекс спор представлен *Leiotriletes actinoformis* Naum., *L. laevis* Naum., *L.* cf. *pullatus* Naum., *L. devonicus* Naum., *L. nigratus* Naum., *L. atavus* Naum., *L. nigratellus* Naum., *L. minutissimus* Naum., *L. trivalis* Naum., *Trachitriletes solidus* Naum., *Retusotriletes transliaticus* Tschibr., *R.* cf. *verrugosus* Naum., *R. gibberosus* Naum., *R. simplex* Naum., *R. verrucosus* var. *radiatus* Naum., *R. devonicus* Naum., *R. aculeatus* Naum., *R. frivolis* Tschibr., *Acanthotriletes* sp., *Stenozonotriletes ornatissimus* Naum., *S. formosus* Naum., *S. tersus* Naum., *Lophotriletes* cf. *hastuosus* Naum., *Archaeozonotriletes tortuosus* var., *A. denticulatus* Tschibr., *A. compactus* Naum., *A. variabilis* Naum., *A. rugosus* Naum., *Grandispora* sp., *Hymenozonotriletes commutatus* Naum., *H. proteus* Naum., *H. spinulosus* Naum., *Archaeotriletes crasus* Naum., *Colyptosporites velotus* Richardson (определения Г. А. Вайтекунене в скв. Роя-10).

Наровские отложения как самостоятельное подразделение выделены Д. В. Обручевым [52] и названы наровскими слоями. Согласно стратиграфической схеме Э. Крауса и Н. Делле (1930—37 гг.), они рассматривались как горизонт a_1 девонского разреза. В. Гроссом в этих отложениях выделена зона Pterichtys concatenatus. П. П. Лиепиньш рассматривал описываемые отложения в качестве наровской подсвиты (a_1^2) пярну-наровской свиты (a_1) [31], а затем уже в качестве самостоятельной наровской свиты [33]. На межведомственном стратиграфическом совещании (1962 г.) наровские отложения выделены в наровский горизонт. Секцией девона и карбона Прибалтийской РМСК наровский горизонт Прибалтики включен в эйфельский ярус. По местной стратиграфической схеме Латвии в западном и восточном структурно-фациальном районах наровскому горизонту соответствует одноименная свита.

Разрезы наровского горизонта Латвии и Южной Эстонии хорошо сопоставляются между собой: нижнему подгоризонту соответствуют кунингакюлаские слои Эстонии, которые также подразделены на две пачки. Верхний подгоризонт сопоставляется с городенкинскими слоями, однако разрез в Латвии более карбонатный по сравнению с эстонским, что обусловлено фациальной принадлежностью к более глубоководной части наровского седиментационного бассейна [67].

Труднее провести детальную корреляцию наровских отложений Латвии и Литвы. Наровский горизонт в местной схеме Литвы в настоящее

время подразделяется на ледайскую и кернавскую свиты. Нижняя граница кернавской свиты не совсем ясна, так как не описана автором, выделившим ее [15]. Точная параллелизация ее пока затруднительна. На наш взгляд, ледайская свита соответствует нижнему подгоризонту и низам верхнего подгоризонта в Латвии. Кернавская свита, возможно, одновозрастна верхней части верхненаровского подгоризонта. Однако следует отметить, что это сопоставление требует дальнейшего уточнения, так как в средней части нижнего подгоризонта в Восточной Латвии также встречаются ядра крупных пелеципод, характерных для кернавской свиты.

Более четко наровский горизонт Латвии сопоставляется с наровским горизонтом Белоруссии, глинисто-карбонатные отложения которого по литологическим и фаунистическим критериям также расчленяются на два подгоризонта [13]. Каждый подгоризонт подразделен на пачки. В нижнем подгоризонте выделены четыре пачки [57], соответствующие двум седиментационным циклам. В настоящее время нижний цикл, представленный песчано-доломито-мергельной и доломитовой пачками, отнесен к витебской и пярнуской свитам. Верхний цикл, состоящий из карбонатно-сульфатной и мергельной пачек, соответствует нижней части нижнего подгоризонта по одинаковым споровым комплексам. Верхненаровский подгоризонт состоит из трех пачек: доломитово-мергельной, глинисто-мергельной и карбонатно-алеврито-глинистой. Доломитово-мергельная пачка зелегает трансгрессивно на подстилающих породах и содержит *Gyroptychius grossi*. В Латвии ей, по-видимому, соответствует верхняя пачка нижнего подгоризонта, трансгрессивно залегающая на нижней пачке и также содержащая *G. grossi*. Глинисто-мергельная и карбонатно-алеврито-глинистая пачки, по-видимому, являются возрастными аналогами верхнего подгоризонта Латвии.

Сопоставление наровских отложений Прибалтики с одновозрастными отложениями центральных районов Русской платформы затруднительно вследствие значительных фациальных различий. С известной долей условности корреляция возможна через белорусские разрезы наровского горизонта, содержащие споровые комплексы и фауну беспозвоночных, близкие к комплексам Центрального поля.

Карбонатно-сульфатная и мергельная пачки, одновозрастные с нижней пачкой нижненаровского подгоризонта Латвии, соответствуют верхней части морсовского горизонта. Доломитово-мергельная, глинисто-мергельная и карбонатно-алеврито-глинистая пачки, сопоставляемые с верхней пачкой нижнего подгоризонта и нижней пачкой верхнего подгоризонта Латвии, соответствуют мосоловскому горизонту.

СТАРООСКОЛЬСКИЙ ГОРИЗОНТ

Представлен красноцветными терригенными образованиями. Мощность его 70—170 м. Отложения представлены шестью крупными ритмами, состоящими из песчаников, алевролитов и глин (см. рис. 7). В нижней части разреза встречаются маломощные прослои глинистых мерге-

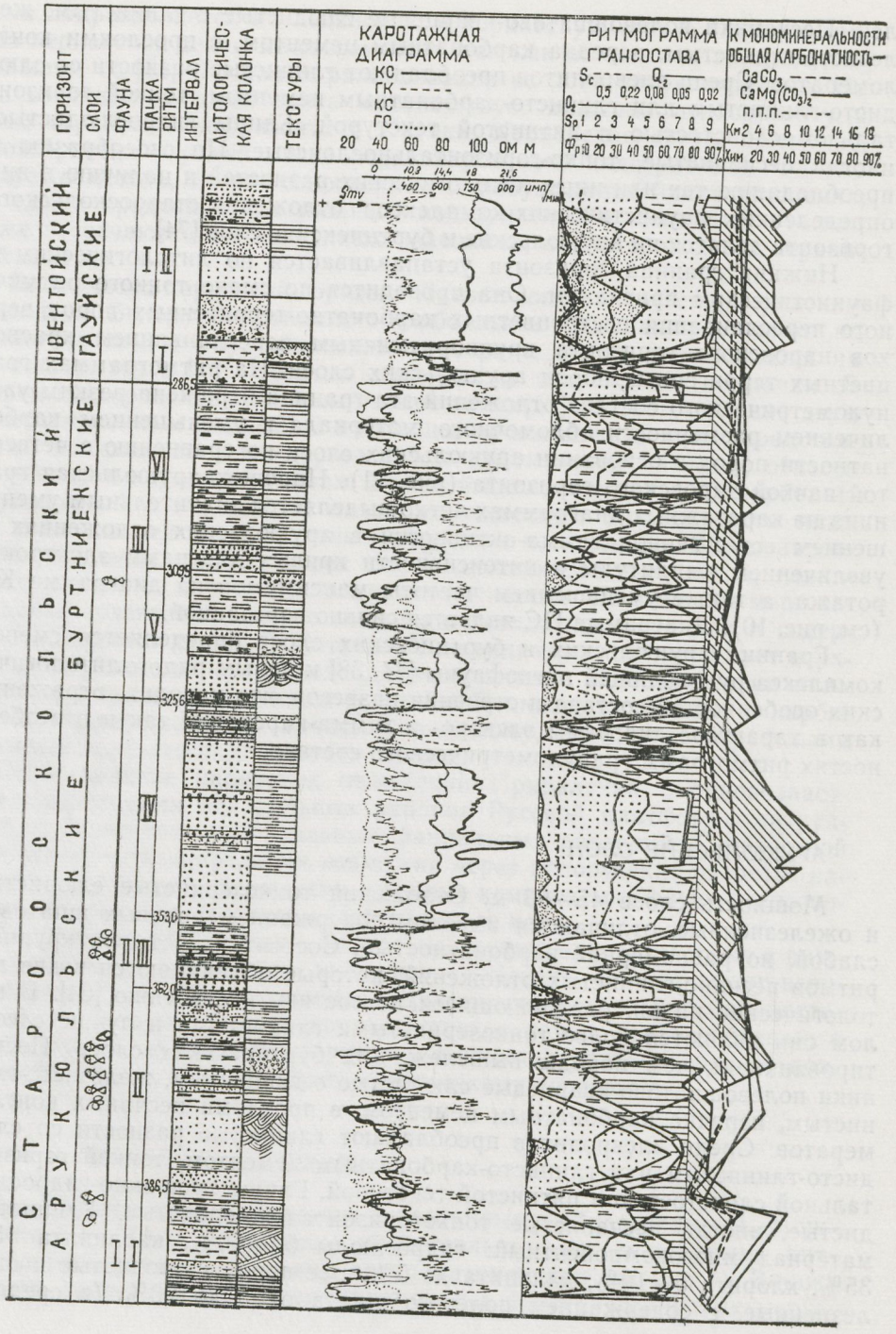
лей. Песчаники полевошпатово-кварцевые слюдистые с глинистым, железисто-глинистым, изредка карбонатным цементом, с прослоями конгломератов. Среди алевролитов преобладают глинистые разности со слюдисто-глинистым или глинисто-карбонатным цементом, тонкой горизонтальной слоистостью и пятнистой текстурой. Глины гидрослюдистые, иногда песчанистые, тонко-горизонтальнослоистые. По своеобразию и преобладанию тех или иных литологических разностей и наличию в них определенных фаунистических комплексов отложения старооскольского горизонта делятся на арукюльские и буртниекские слои [74].

Нижняя граница горизонта устанавливается по литологическим и фаунистическим признакам. Она проводится по смене тонкого ритмичного переслаивания пестроцветных карбонатно-терригенных пород верхов наровского горизонта крупноритмичным переслаиванием красноцветных терригенных пород арукюльских слоев. На ритмограммах гранулометрического состава отложений эта граница отражена резким увеличением размерности обломочного материала и уменьшением карбонатности пород в основании арукюльских слоев по сравнению с четвертой пачкой наровского горизонта (рис. 11). Наровско-арукюльская граница на каротажных диаграммах четко выделяется значительным уменьшением естественной гамма-активности в арукюльских отложениях и увеличением амплитуды и интенсивности кривых диаграмм электрокаротажа, а также уменьшением частоты максимумов на диаграмме КС (см. рис. 10). Диаграмма ПС является сильно изрезанной.

Граница арукюльских и буртниекских слоев определяется сменой комплекса руководящей ихтиофауны [44, 38] и целым рядом литологических особенностей состава и строения разрезов, что находит отражение как в характере диаграмм электро- и гамма-каротажа, так и в особенностях ритмограмм гранулометрического состава.

АРУКЮЛЬСКИЕ СЛОИ

Мощность слоев 45—93 м. Отложения тонкозернистые слюдистые и ожелезненные, отличаются высоким содержанием полевых шпатов и слабой, но равномерной карбонатностью. Состоят из четырех крупных ритмов песчано-глинистых отложений, которые объединяются в две литологические пачки, различающиеся по составу и строению [64]. В целом они являются более тонкозернистыми глинистыми и лучше отсортированными, чем породы вышележащих буртниекских слоев. Песчаники полевошпатово-кварцевые слюдистые с глинистым, железисто-глинистым, изредка карбонатным цементом, с прослями песчаных конгломератов. Среди алевролитов преобладают глинистые разности со слюдисто-глинистым или глинисто-карбонатным цементом, тонкой горизонтальной слоистостью и пятнистой текстурой. Глины смешанно-гидрослюдистые, иногда песчанистые тонкогоризонтально-слоистые. Глинистый материал многокомпонентный: гидрослюды 50—60%, каолинита 15—35%, хлорита 5—10%, кальцита до 5%. Все породы слюдистые и ожелезненные, с содержанием полевого шпата от 5 до 20% (в среднем



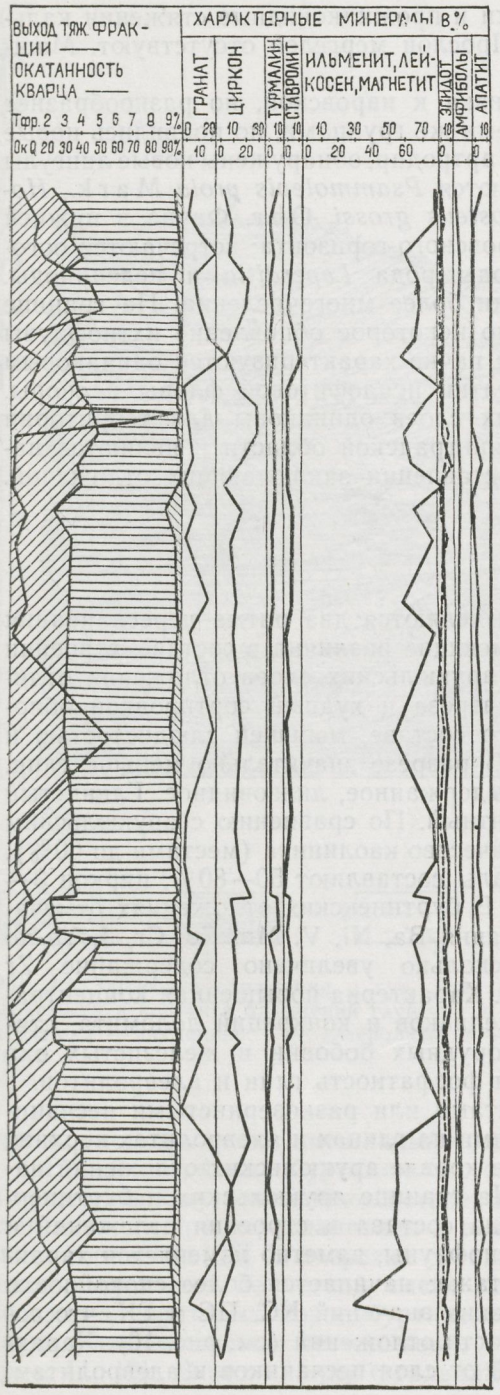


Рис. 11. Разрез отложений арукюльских и буртниекских слоев старооскольского горизонта скважины Лестене.

Условные обозначения см. на рис. 3.

14%). Тяжелая фракция составляет 0,8—1,0%. Преобладают рудные минералы (50—79%), циркон составляет 4—23% (в среднем 11%), гранат 1—18 (в среднем 8), турмалин 2,0—4,6, апатит до 9%. По сравнению с наровскими отложениями для арукюльских пород характерно общее повышение содержания большинства редких и микроэлементов — Ba, Ti, Zr, Be, V, Cu, Pb, Ca, Cr, Co, J, но значительно ниже содержание Ni, Mn, Sr, Te [46].

Нижняя пачка более алевритистого состава, чем верхняя. Характерно наличие маломощных (0,1—0,5 м) прослоев глинистых мергелей и слабая, но равномерная карбонатность всех пород. В ряде скважин разрез нижней пачки арукюльских слоев близок к разрезу карбонатно-терригенной пачки верхов наровского горизонта. Мощность ее от 7 до 20 м, преобладающая 10—12 м.

В верхней пачке арукюльских слоев (II, III и IV ритмы) тот же набор пород, что и в нижней, но характер переслаивания более четкий и мощности слоев значительно больше (до 10—15 м, см. рис. 3). В разрезе второго, а местами и третьего ритма преобладают песчаники, в третьем и четвертом ритмах — алевролиты с прослоями глин. Карбонатность пород неравномерная — прослои доломитистых песчаников с

глобулярной текстурой или желваки и прожилковидные стяжения кальцита и доломита в алевролитах. Прослои мергелей отсутствуют. Мощность пачки 40—70 м.

Фауна арукюльских слоев близка к наровской, но разнообразнее (см. рис. 2). Рыбы представлены теми же группами, но появились новые характерные формы псаммостеид и артродир, обнаружены новые лингулы [38]. Руководящими формами являются *Psammolepis proia* Mark., *Holonema obrutschewi* Mark., *Coccosteus grossi* Obr. Фауна в нижней пачке близка к фауне IV пачки наровского горизонта; встречаются ооогонии харовых водорослей, остракоды рода *Leperditia* и пелециподы. Фауна в отложениях верхней пачки более многочисленна. На границе нижней и верхней пачек произошло некоторое обновление ихтиофауны (см. табл. 1). Все ритмы в верхней пачке характеризуются одинаковым составом фауны. Обнаружены остатки псилофитовой флоры и споры. Органические остатки арукюльских слоев одинаковы для территории Литвы, Эстонии, Белоруссии и Ленинградской области и являются надежными коррелятивами при сопоставлении заключающих отложений.

БУРТНИЕКСКИЕ СЛОИ

Мощность слоев 30—100 м. Выделяются два ритма переслаивания песчаников, алевролитов и глин, имеющие различия в составе, строении и фаунистических комплексах. От арукюльских слоев отложения отличаются большей песчанистостью разреза и худшей сортировкой обломочного материала при том же его составе, меньшей слюдистостью и более слабым ожелезнением [64]. В разрезе значительно меньше глин. Переслаивание отложений менее выдержанное, линзовидное. Глинистый материал в породах многокомпонентный. По сравнению с арукюльским содержит значительно большее количество каолинита (местами до 60%). В тяжелой фракции рудные минералы составляют 50—80%, циркон 3—15, гранат 1—21, рутил 0,7—4,7%. В буртниекских отложениях отмечается постепенное снижение содержания Ba, Ni, V, Mn, Co, Cr, J, Yb по сравнению с арукюльскими. Несколько увеличено содержание Zr (0,016%), Ti (0,53%) и P (0,023%). Характерна повышенная концентрация хемогенных образований — желваков и конкреций доломита, стяжений сидерита, скоплений железорудных бобовин и железистых охр табачно-желтого цвета. Отмечается фосфатность глин и алевролитов.

Разрез начинается конгломератами или разнозернистыми песчаниками с окатышами глин, залегающими на глинах и алевролитах верхней пачки арукюльских слоев. Иногда в кровле арукюльских отложений наблюдается поверхность размыва. На границе арукюльских и буртниекских слоев происходит четкая смена состава и строения отложений и полная смена видового состава ихтиофауны, заметно изменяется характер кривых электро- и гамма-каротажа: начинается более спокойное и крупное чередование высоких и низких значений КС, ПС и ГК, что соответствует более крупной ритмичности отложений (см. рис. 10). Характерны плавные переходы показаний от слоя песчаников к алевролитам,

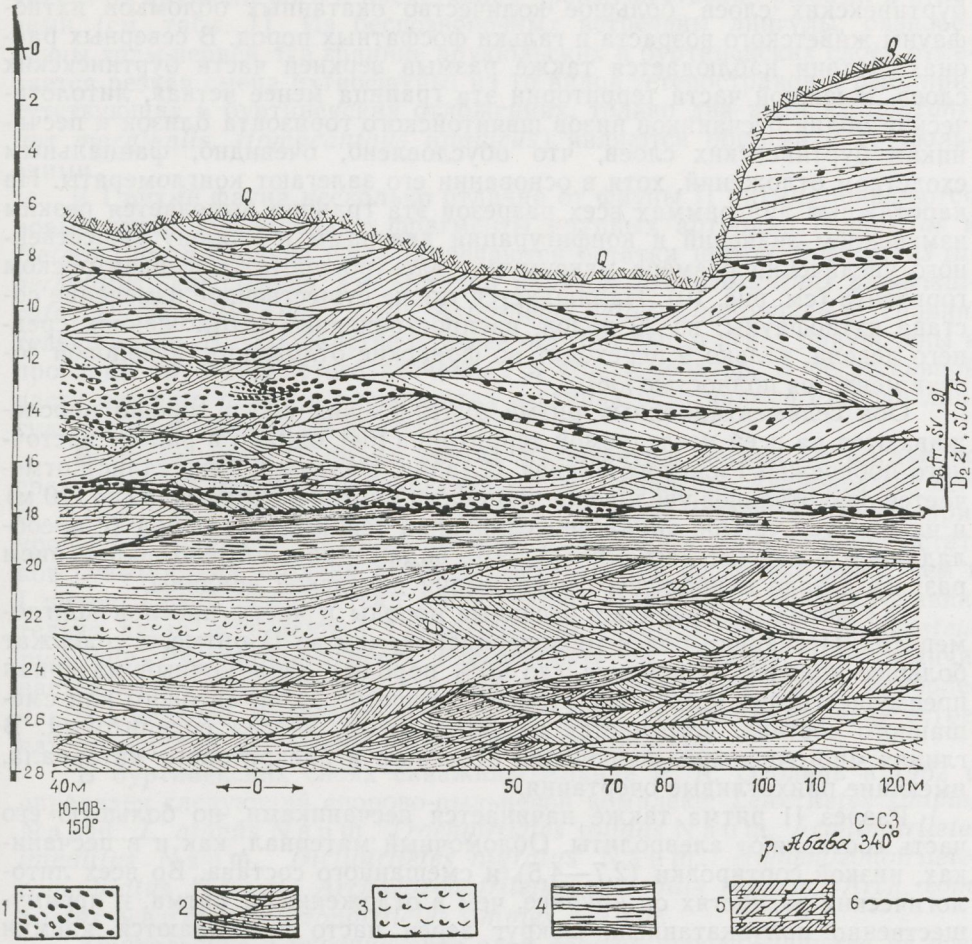


Рис. 12. Зарисовка обнажения у хут. Леяс в береговом обрыве р. Абава. Характер слоистости и контакта отложений гауйских и буртниекских слоев девона: *1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глины; *5* — доломиты; *6* — линия контакта.

так как породы имеют смешанный состав.

Верхняя граница буртниекских слоев устанавливается по резкому и существенному изменению состава, зернистости, текстурных особенностей и характера переслаивания в вышележащих отложениях швянтойского горизонта [65]. В разрезах скважин и обнажениях эта граница хорошо выделяется по четкой смене красно-коричневых тонкозернистых песчано-алевритовых пород буртниекских слоев мощной пачкой желтоватых разнозернистых песчаников с прослоями конгломератов швянтоя (рис. 11, 12). В них наряду с гальками и валунами, характерными для

буртниекских слоев, большое количество окатанных обломков ихтиофауны живетского возраста и гальки фосфатных пород. В северных районах Латвии наблюдается также размыв верхней части буртниекских слоев. В южной части территории эта граница менее четкая, литологический облик песчаников низов швянтойского горизонта близок к песчаникам буртниекских слоев, что обусловлено, очевидно, фациальным сходством отложений, хотя в основании его залегают конгломераты. На каротажных диаграммах всех разрезов эта граница выделяется резким изменением значений и конфигурации диаграмм в сторону существенного увеличения размера максимумов электрокаротажа в швянтойском горизонте (см. рис. 10). Наблюдается также существенное изменение состава ихтиофауны: из 29 родов, распространенных в отложениях среднего девона, только 9 переходит во франские отложения, а видовой состав меняется полностью [38].

Оба седиментационных ритма буртниекских слоев хорошо прослеживаются на всей исследуемой территории [64], однако в районе восточного побережья Рижского залива (Сталбе, Видрижи, Инчукалнс) отмечается значительное увеличение мощности буртниекских слоев (до 110 м) и намечается четыре ритма переслаивания терригенных пород (с преобладанием в разрезе песчаников). Это, видимо, обусловлено положением разреза в зоне наибольшего погружения девонской впадины.

В I ритме преобладают песчаные породы и часты прослои конгломератов. Песчаники более тонкозернистые, чем во II ритме, и содержат большее количество цемента (до 40% породы). Обломочный материал преимущественно угловатый. Цемент глинистого, доломитового или смешанного состава, встречается известковистый, иногда сидеритовый. В глинах многочисленны включения песчаного и алевритового материала, имеющие прихотливые очертания.

Разрез II ритма также начинается песчаниками, но большую его часть составляют алевролиты. Обломочный материал, как и в песчаниках, низкой сортировки (2,7—4,5) и смешанного состава. Во всех литологических разностях он крупнее, чем в отложениях I ритма, и преимущественно полуокатанный. Вокруг зерен часто наблюдаются каемки гидроокислов железа. Глины встречаются отдельными прослоями в верхней части этого ритма. Они более слюдистые и ожелезненные, чем в I ритме, с большим, но очень непостоянным количеством каолинита; иногда отмечается повышенная фосфатность (в глинах прикровельной части ритма в обнажении Эрглю-Клинтис на р. Гауя P_2O_5 до 1,61%). В верхней части II ритма преобладают песчанистые алевролиты с массой растительных остатков, вплоть до «журавчиков» по корешкам растений, с многочисленными ходами илоедов и обилием кальцито-доломитовых и сидеритовых стяжений, скоплений железорудных бобовин и лимонита. Часто наблюдаются скопления охр табачно-желтого цвета и стяжения кремня, что характерно для отложений регрессивного типа. В кровле ритма увеличивается сеть трещин усыхания в породах; переслаивание литологических разностей становится более частым и маломощным, линзовидным.

Фауна буртниекских слоев на территории Средней Прибалтики тщательно изучена Л. А. Лярской [36, 37]. Этот комплекс существенно отли-

чается от арукюльского и представлен преимущественно рыбами и агнатами (см. табл. 1). Из беспозвоночных встречены лингулы, разнообразны ходы червей. На границе арукюльских и буртниекских слоев отмечается резкая смена ихтиофауны: из 15 видов гетеростраков и рыб, присутствующих в буртниекских отложениях, только два вида *(Haplacanthus marginalis, Homacanthus talavicus)* являются общими с арукюльскими.

В I ритме фауна несколько отлична от фауны II ритма, появляются новые виды. Преобладают фрагменты крупных артродир *Homostius* и *Heterostius*, несколько реже встречаются остатки щитов *Pycnosteus tuberculatus, Tartuosteus* sp. Остатки акантод *Archaeacanthus quadrisulcatus, Haplacanthus marginalis, Asterolepis dellei, Glyptolepis* sp. сравнительно редки. В большинстве случаев остатки рыб и агнат приурочены к прослоям грубозернистого песчаника и конгломератов. В регрессивной части нижнего ритма в алевролитах и глинах встречаются створки лингул, чешуи остеолепид и диптерид.

В отложениях II ритма состав ихтиофауны несколько богаче по сравнению с I ритмом буртниекских слоев. Появление *Psammosteus bergi* (Obr.), *Holonema haermae* Mark., *Homodus lutkevitshi* Obr. приурочено к границе с нижним ритмом. Характерно преобладание остатков псаммостеид, остатки артродир встречаются несколько реже, чем в I ритме. Среди псаммостеид преобладают *Ganosteus stellatus*, сравнительно часто встречаются *Pycnosteus tuberculatus,* редки *Tartuosteus maximus, Psammosteus bergi, Psammolepis* sp. Значительно увеличивается количество остатков акантод и кистеперых (последние наиболее часты в верхней регрессивной части ритмов). Чрезвычайно редко встречаются остатки *Asterolepis dellei, Coccosteus markae.*

В буртниекских слоях скважины Аланде Р. А. Озолинь в 1962 г. определен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Leiotriletes simplex* Naum., *L. atavus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Acanthotriletes impolitus* Naum., *Dictiotriletes nigratus* Naum., *Hymenozonotriletes commutatus* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *Arch. compactus* Naum., *Stenozonotriletes simplex* Naum.

Арукюльские и буртниекские слои хорошо прослеживаются на всей территории Прибалтики и прилегающих областей. Э. Ю. Марк [45], Л. А. Лярская [37], Д. В. Обручев [54] на основе существенного фаунистического различия считают целесообразным придавать им ранг горизонтов. По унифицированной схеме МСК (1962 г.), арукюльские и буртниекские отложения северо-западного субрегиона в качестве слоев объединены в старооскольский горизонт, который выделяется на всей территории Главного и Центрального полей между наровским горизонтом и отложениями франского яруса. Д. В. Обручев указывает на широкое распространение некоторых видов старооскольского горизонта в терригенных отложениях Русской платформы и Урала: *Pycnosteus palaeformis* Preobr. найден на р. Ветлуга, *Ganosteus stellatus* Rohon — на р. Уфа. Два рода — *Byssacanthus, Heterostius* — позволяют судить о сходстве их фауны с фауной нижней части стрингоцефаловых слоев Западной Европы и древнего красного песчаника Шотландии.

На территории Литвы прослеживается единый старооскольский горизонт, по местной стратиграфической схеме соответствующий упнинкайским слоям. В Белоруссии эти отложения выделяются как старооскольский горизонт. Он представлен пестроцветной ритмичнослоистой толщей песчано-глинистых пород (с прослоями доломитов в Припятском прогибе). Фациально это очень разнообразный комплекс отложений (мощностью до 186 м).

На территории Московской синеклизы старооскольскому горизонту соответствуют воробьевские, старооскольские и ястребовские слои (ардатовские и муллинские), залегающие с размывом на различных частях наровского разреза. Эти отложения фациально очень изменчивы. Повсеместно вверх по разрезу песчанистость их заметно увеличивается, что характерно также для отложений старооскольского горизонта территории Средней Прибалтики.

Таковы объем, состав и строение свит и горизонтов нижнего и среднего девона на территории Средней Прибалтики, принятые нами при литолого-палеогеографических исследованиях и установлении закономерностей развития этого региона на протяжении раннего и среднего девона.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА

Несмотря на неравномерную и в некоторых случаях недостаточную изученность стратиграфии отложений нижнего и среднего девона Прибалтики, изложенные в предыдущей главе материалы позволяют на основе принятой корреляции разрезов составить ряд литолого-палеогеографических карт, отражающих основные стадии развития бассейнов седиментации в раннем и среднем девоне. Эти короткие естественные этапы развития бассейнов соответствуют времени накопления отложений свит или слоев и пачек в горизонтах и отражают особенности и направленность тектонического развития территории и обусловленный им ход процесса седиментации.

В бассейнах осадконакопления выделены литолого-фациальные зоны и выяснены условия накопления осадков в каждой из них, последовательность формирования зон. Установлены особенности и стадийность развития палеогеографических условий в каждый рассматриваемый отрезок времени и в целом на протяжении ранне- и среднедевонской эпох. Возможно, что выделение отдельных литолого-фациальных зон на картах настоящей работы недостаточно полно обосновано. Это обусловлено неравномерностью распределения буровых скважин по исследованной территории и низким выходом керна. При литолого-палеогеографической характеристике диттонского века поэтому, кроме наблюдений автора, в большой мере использованы материалы В. В. Нарбутаса из «Атласа литолого-палеогеографических карт Южной Прибалтики», составленного ЛитНИГРИ в 1965 г.

Характеристика седиментации кемерского времени объединяет две начальные стадии развития седиментационного бассейна из-за недостаточности биостратиграфического расчленения свиты. В раннюю стадию, соответствующую времени отложения нижней пачки свиты с фауной брекона, происходило накопление разнозернистых глинисто-песчаных осадков континентального генезиса в западных и центральных районах Прибалтики. Во вторую половину кемерского времени (верхняя пачка с фауной эйфеля) морская трансгрессия из центральных районов платформы охватила всю восточную часть Прибалтики. В результате началось накопление карбонатно-глинисто-песчаных осадков мелководного морского

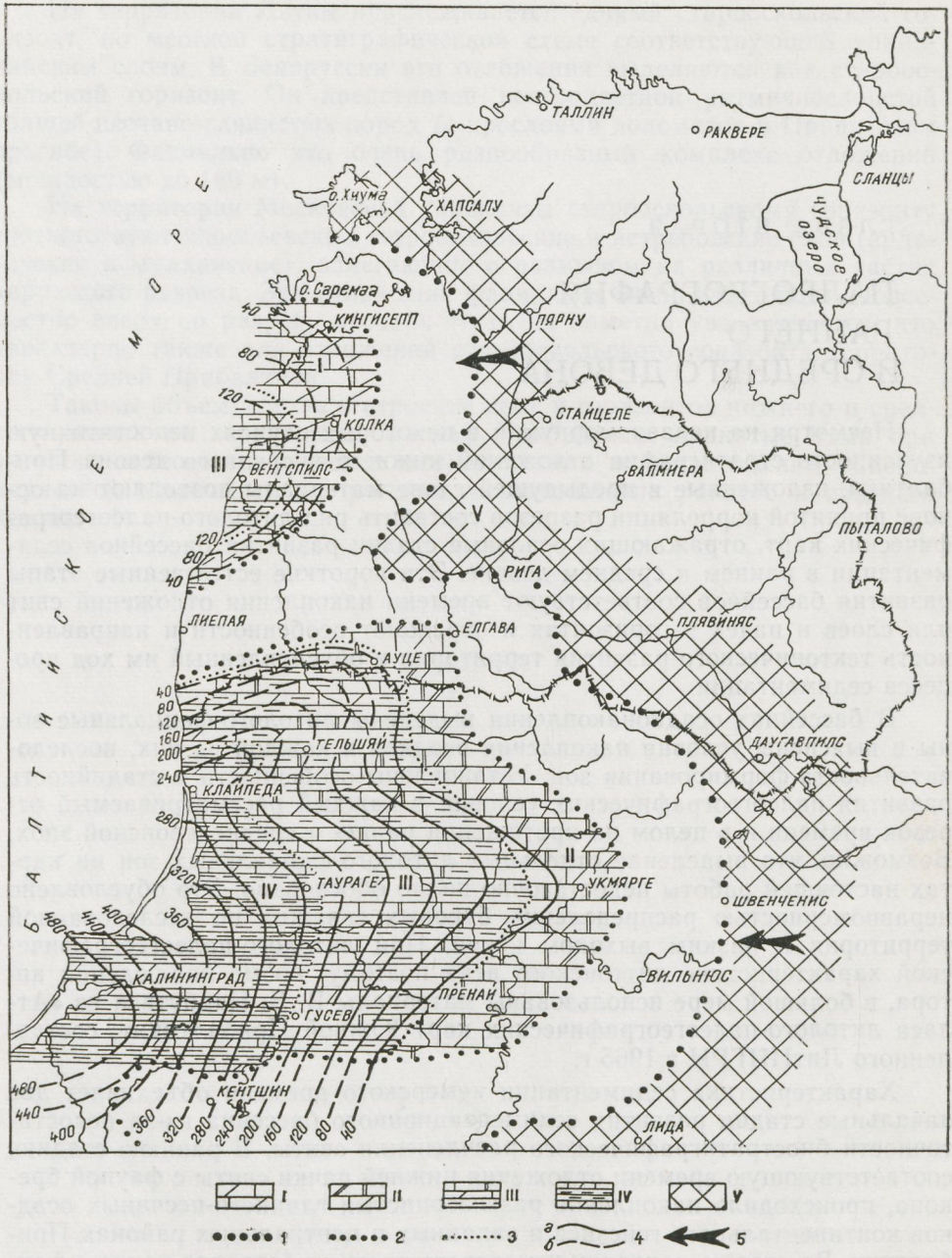


Рис. 13. Литолого-палеогеографическая карта даунтона: *I* — известняки и мергели прибрежной зоны морского залива: *II* — доломиты, известняки и доломитовые мергели прибрежной зоны морского залива; *III* — глинисто-доломитовые известняки, мергели и глины мелководной зоны морского залива; *IV* — известняки, мергели и глины глубо-

бассейна. В конце кемерского времени трансгрессия распространилась на западные районы.

Полученные нами данные позволяют выявить основные закономерности распределения осадков и процесс развития палеогеографических условий в раннем и среднем девоне. Поскольку территория исследований является частью крупного региона, для более полной характеристики закономерностей ее развития карты и профили построены на всю площадь Прибалтики.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКАЯ ЭПОХА

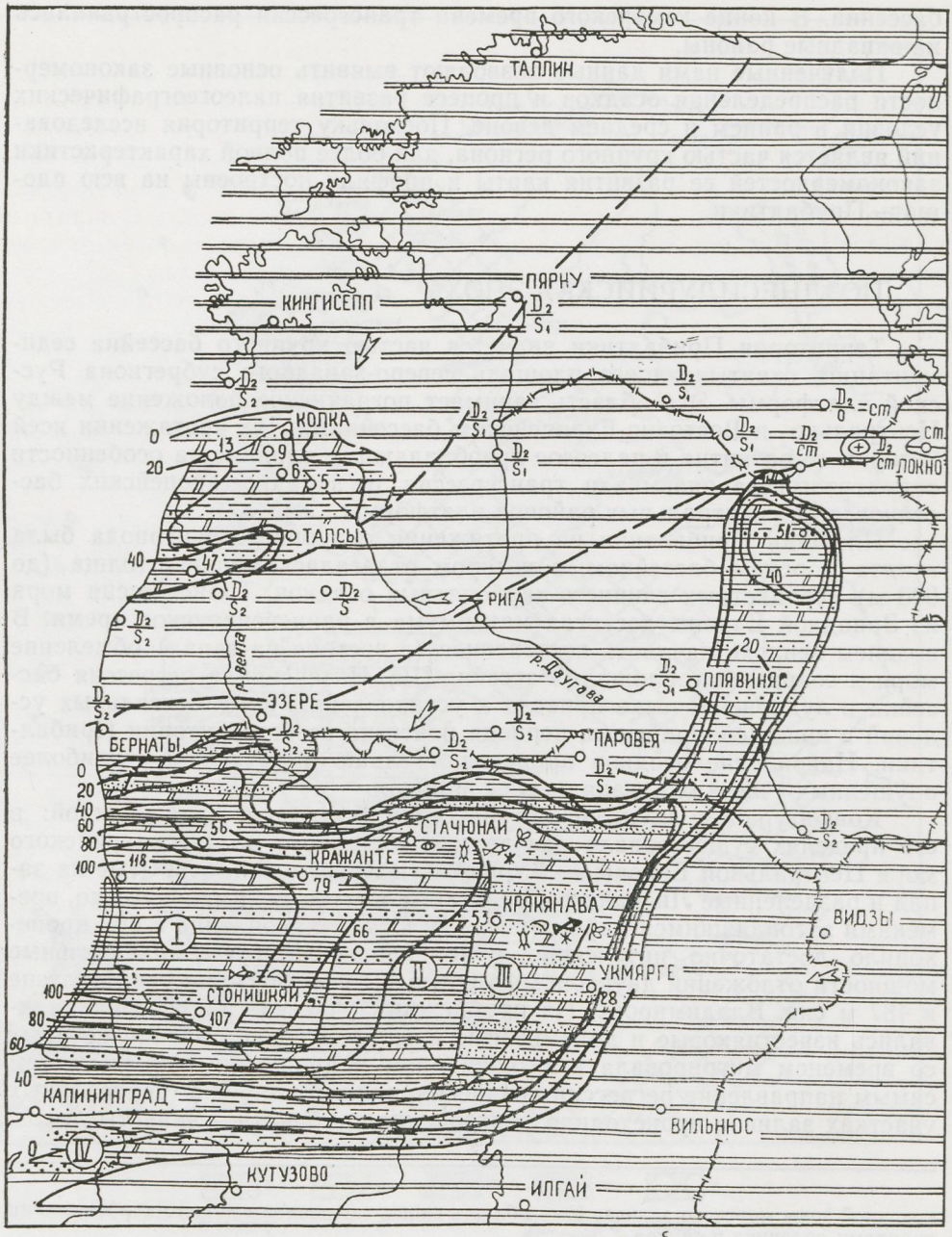
Территория Прибалтики является частью крупного бассейна седиментации, охватывающего площадь северо-западного субрегиона Русской платформы. Эта область занимает пограничное положение между Центрально- и Восточно-Европейским бассейнами. На протяжении всей истории ее развития в палеозое преобладающее влияние на особенности седиментогенеза оказывали трансгрессии то западно-европейских бассейнов, то из центральных районов платформы.

Площадь Прибалтики на протяжении силурийского периода была занята морским бассейном, в котором отлагалась мощная толща (до 600 м) сероцветных глинисто-карбонатных осадков. Трансгрессия моря из Западной Европы достигла максимума в ранневенлокское время. В позднем венлоке началось постепенное (с востока на запад) обмеление моря и сокращение площади бассейна [10]. Интенсивная регрессия бассейна в лудловском веке привела к установлению континентальных условий в конце силурийского периода почти на всей территории Прибалтики. Накопление осадков происходило лишь на отдельных наиболее опущенных участках в западных ее районах.

Конфигурация даунтонского бассейна была довольно сложной: в его пределах существовали два залива обширного позднесилурийского моря Центральной Европы — Куршский и Курземский, открытые на запад и разделенные Лиепайско-Салдусским полуостровом, возможно, временами затоплявшимся морем (рис. 13). Осадконакопление в них происходило достаточно интенсивно, о чем свидетельствуют значительные мощности отложений даунтонского яруса (154 м в разрезе скв. Пилтене и 487 м скв. Владимиров). На прибрежных участках заливов накапливались известняковые и доломитовые илы, зона распределения которых со временем мигрировала в юго-западном направлении, фиксируя тем самым направление регрессии позднесилурийского моря. В центральных участках заливов происходило образование карбонатно-глинистых илов.

ководной зоны морского залива; *V* — область сноса, сложенная глинисто-карбонатными породами ордовика и силура.

1 — граница области сноса; *2* — граница области современного распространения отложений; *3* — граница литолого-фациальных зон; *4* — изопахиты достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*); *5* — направление сноса обломочного материала. (Карта составлена Р. Ж. Ульст [70]).


ТАЛЛИН
ПЯРНУ
КИНГИСЕПП
КОЛКА
ТАЛСЫ
РИГА
р. Вента
р. Даугава
ЛЛЯВИНЯС
ЗЗЕРЕ
БЕРНАТЫ
ПАРОВЕЯ
СТАЧЮНАЙ
КРАЖАНТЕ
КРЯКЯНАВА
ВИДЗЫ
УКМЯРГЕ
СТОНИШКЯЙ
КАЛИНИНГРАД
ВИЛЬНЮС
КУТУЗОВО
ИЛГАЙ
ЛОКНО
I
II
III
IV
ТИРЗА

В конце даунтонского века в Курземском заливе отлагались известняковые и доломитовые илы. Включения гидроокислов железа, встречающиеся в верхней части юрасских слоев (Пилтене), наряду с красноцветностью отдельных участков пород этой части разреза (Павилоста, Пилтене) и наличием песчаных прослоев (Охесааре) дают основание говорить о небольших глубинах этого залива в конце юраского времени. Как отмечает Р. Ж. Ульст [70], в Куршском заливе позднесилурийского моря, располагавшемся на территории Литвы, осадки конца даунтонского века были более глубоководными, так как этот район испытывал большее погружение, чем площадь Курземского залива.

РАННЕДЕВОНСКАЯ ЭПОХА

В диттоне завершился регрессивный этап развития позднесилурийского бассейна. Морская седиментация миниясko-юраского времени даунтона в начале раннего девона сменилась формированием отложений в лагунных бассейнах.

ТИЛЬЖЕСКОЕ ВРЕМЯ

На территории Прибалтики в это время осадконакопление происходило только в пределах Литвы, северной части Курземского полуострова и в восточных районах Латвии. Отложения формировались в постепенно опресняющихся реликтовых бассейнах, унаследованных от Куршского и Курземского заливов позднесилурийского эпиконтинентального моря. Мощность их в непрерывных разрезах достигала 106 м в центральных частях Куршского бассейна и 47 м в Курземском бассейне. Это были узкие, вытянутые в широтном направлении лагунные водоемы, открытые на запад и с трех сторон окруженные сушей (рис. 14). Небольшой водоем существовал в восточной части Средней Прибалтики, протягиваясь субмеридиональной полосой от Алуксне на севере до Бебрене на юге и соединяясь в северо-восточной части Литвы с Куршским седиментационным бассейном.

В пределах Куршского бассейна выделены следующие литолого-фациальные зоны (в основном по материалам В. В. Нарбутаса).

Рис. 14. Литолого-палеогеографическая карта тильжеского времени (с использованием данных Нарбутаса, 1965 г.): *1* — карбонатно-глинистые отложения центральной относительно глубоководной части лагунного бассейна; *2* — карбонатно-глинисто-алевритовые осадки мелководной части лагунного бассейна; *3* — песчано-алевритовые отложения прибрежной части лагунного бассейна; *4* — карбонатно-алевритовые осадки восточной окраины лагунного бассейна; *5* — область сноса (*а* — терригенные, *б* — карбонатные породы); *6* — остракоды; *7* — ихтиофауна; *8* — остатки растений; *9* — глауконит; *10* — трещины усыхания; *11* — красноцветность; *12* — граница области сноса; *13* — зоны разломов; *14* — граница литолого-фациальных зон; *15* — изопахиды; *16* — направление сноса обломочного материала; *17* — скважина, мощность отложений; *18* — скважина, возраст отложений.

1-я зона карбонатно-глинистых отложений центральной относительно глубоководной части лагунного бассейна (район Гаргждай—Стонишкяй—Кункояй). Осадки тонкозернистые глинистые. Преобладают коричневые или пестроцветные глины и глинистые алевролиты (65—80% объема разреза). Часто встречаются маломощные прослои алевритистых мергелей, доломитов и мелкозернистых кварцевых песчаников. Отмечается присутствие глауконита и барита, несколько увеличено содержание стронция и бария, что указывает на повышенную соленость вод центральной части водоема. Встречены остатки фауны I комплекса, выделенного В. Н. Каратаюте-Талимаа [21], — лингулы, остракоды, ихтиофауна, характерная для низов свиты, — *Fraquairaspis* sp., *Tesseraspis* sp., *Corvaspis* cf. Kingi, *Thelodus* sp., *Comphodus Sandelensis, Nostolepis striata,* много переходных форм из даунтона.

2-я зона карбонатно-глинисто-алевритовых осадков мелководной части лагунного бассейна (район Стачюнай—Крякянава). К краевым частям Куршского бассейна карбонатно-глинистые осадки фациально замещаются карбонатно-глинисто-алевритовыми отложениями мощностью 75—55 м. Отложения преимущественно глинистые, но часто встречаются тонкие прослои косослоистых песчаников (10—15% объема разреза) и комковатых алевритистых мергелей (до 10%). Алевролиты песчанистые с конкреционно-сетчатой текстурой и глинисто-карбонатным цементом. Встречаются прослои конгломератов и примесь среднезернистого песка с гравием. Песчаники слюдистые косослоистые. По сравнению с 1-й зоной осадки более богаты органическими остатками: при той же раковинной фауне встречается больше форм ихтиофауны, а в ней много видов, характерных для диттона (II комплекс, выделенный Каратаюте-Талимаа), а также детрит растений. Скопления обломков обычно наблюдаются в прослоях светло-серых песчаников, реже в глинисто-карбонатных породах.

3-я зона песчано-алевритовых отложений прибрежной части лагунного бассейна (район Укмярге—Паневежис). Разрез представлен ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями комковатых мергелей и конгломератов. Мощность отложений менее 40 м. Преобладают песчанистые алевролиты с глинистым, глинисто-доломитовым или глинисто-гипсовым цементом, иногда со значительной примесью сидерита, комковатой и конкреционно-сетчатой текстуры. Разнозернистые песчаники с примесью гравия и плоских катышей глинистых и мергелистых пород содержат большее количество остатков ихтиофауны, чем предыдущие зоны (III комплекс по Каратаюте-Талимаа [21]).

Особенности отложений указывают на существенное изменение режима осадконакопления, на образование их в прибрежной части водоема под влиянием притока континентальных вод.

4-я зона карбонатно-алевритовых осадков восточной окраины лагунного бассейна развита в юго-восточной и восточной окраинах Куршского бассейна седиментации (см. рис. 14). Это в основном алевритовые отложения (до 50% объема разреза) с про-

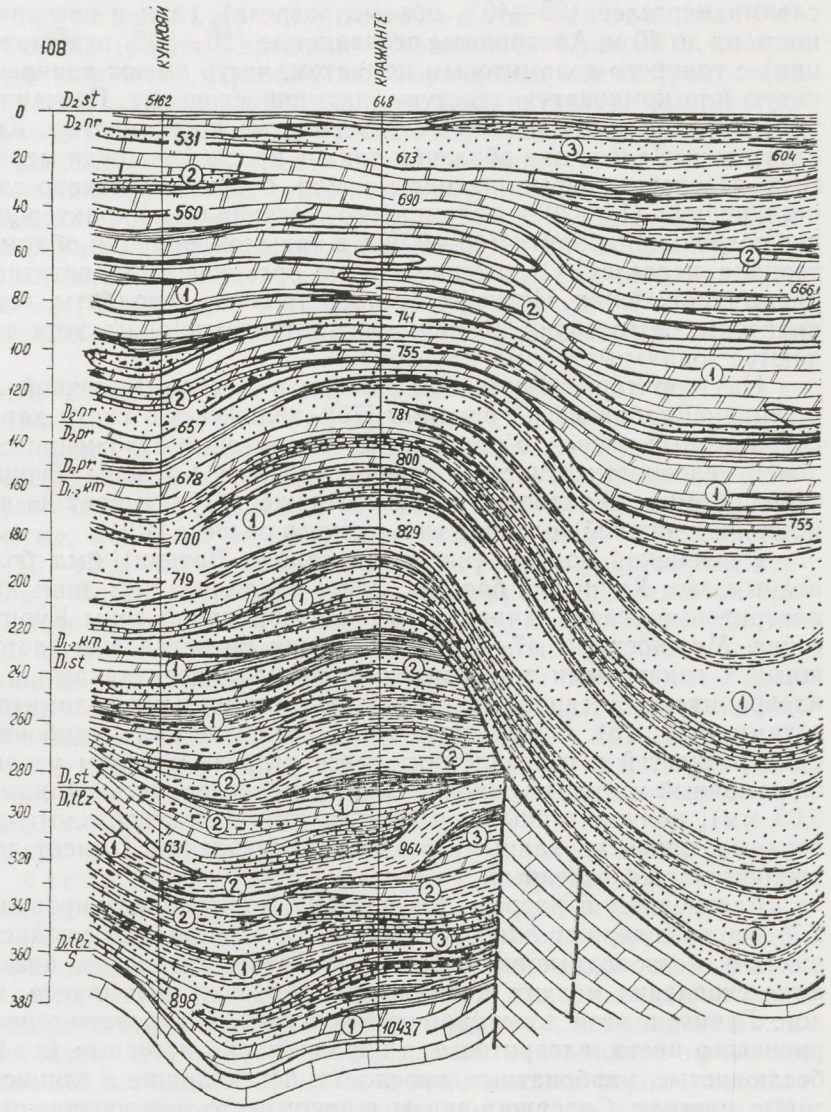
слоями мергелей (25—40% объема разреза), глин и песчаников. Мощность их до 40 м. Алевролиты песчанистые (20—30% псаммитовой фракции) с глинисто-доломитовым цементом, часто имеют конкреционно-сетчатую или комковатую текстуру, ритмичнослоистые. Песчаники буроватые кварцевые, слюдистые мелкозернистые косослоистые. Кроме самостоятельных слоев они образуют тонкие прослойки среди мергелей. Мергели зеленовато-серые пятнистые или бурые известково-доломитовые песчанистые (14—20% обломочного материала). Характерно повышенное содержание барита (48—90%) в тяжелой фракции обломочного материала мергелей. Отложения богаче органическими остатками, чем в предыдущих зонах. Ихтиофауну представляют телодонты, гетеростраки, акантоды, остеостраки. Доминируют диттонские виды, хотя часто встречаются зональные формы даунтона.

На территории Восточной Латвии и Северо-Восточной Литвы (на площади Екабпилсской впадины [70]) тильжескую свиту характеризует сокращенный разрез, а карбонатно-алевритовые отложения с некоторой долей условности относятся к образованиям 4-й зоны Куршского бассейна. Комплекс ихтиофауны этих отложений указывает на принадлежность их к нижней половине тильжеского разреза [42].

Курземский водоем (на северо-западе Латвии) был более мелководным, чем Куршский бассейн. Здесь накапливались лишь карбонатно-алевритовые осадки, характерные для окраинной зоны Куршского бассейна. Мощность их 47—6 м. Отложения представлены часто чередующимися глинистыми тонко-мелкозернистыми песчаниками, глинистыми алевролитами, алевритовыми глинами и глинистыми доломитовыми мергелями (рис. 15). Вверх по разрезу алевритистость карбонатно-глинистых разностей и песчанистость всего разреза в целом увеличиваются. Обломочный материал осадков неравномернозернистый (диаметр частиц 0,03 мм), полуокатанный, расположенный в цементе хаотично или цепочками, ориентированными в одном направлении. Цемент доломитово-глинистый ожелезненный.

Алевролиты в разрезе (свыше 50%) низкой сортировки (S_0 1,6—2,7), часто содержат линзовидные прослои глинистых слюдистых песчаников и гнездовидные включения перемытого кварцевого песка. Отмечаются скопления мелких железорудных бобовин и лимонита, ходы илоедов. Глины в этой зоне кирпично-красного, голубовато-серого или коричневого цвета, алевритовые и неравномерно песчаные (до 25%), слабослюдистые, карбонатные, прослоями переходящие в глинисто-доломитовые мергели. Содержат линзы и прерывисто-горизонтальные прослойки тонкозернистого песчаника. На плоскостях наслоения глин встречаются скопления очень мелких, сильно раздробленных битуминизированных растительных остатков, перемешанных с кластическим материалом. Наблюдаются трещины усыхания. Наряду с горизонтальной слоистостью в песчаниках часто отмечается тонкая косая и линзовидная слоистость волнового типа, встречается текстура взмучивания осадков.

Состав органических остатков в Курземском бассейне разнообразный — беззамковые брахиоподы и пелециподы, крупные остракоды *Leperditia*, *Herrmannina* aff. *phaseolus*, ихтиофауна (телодонты, гетерост-



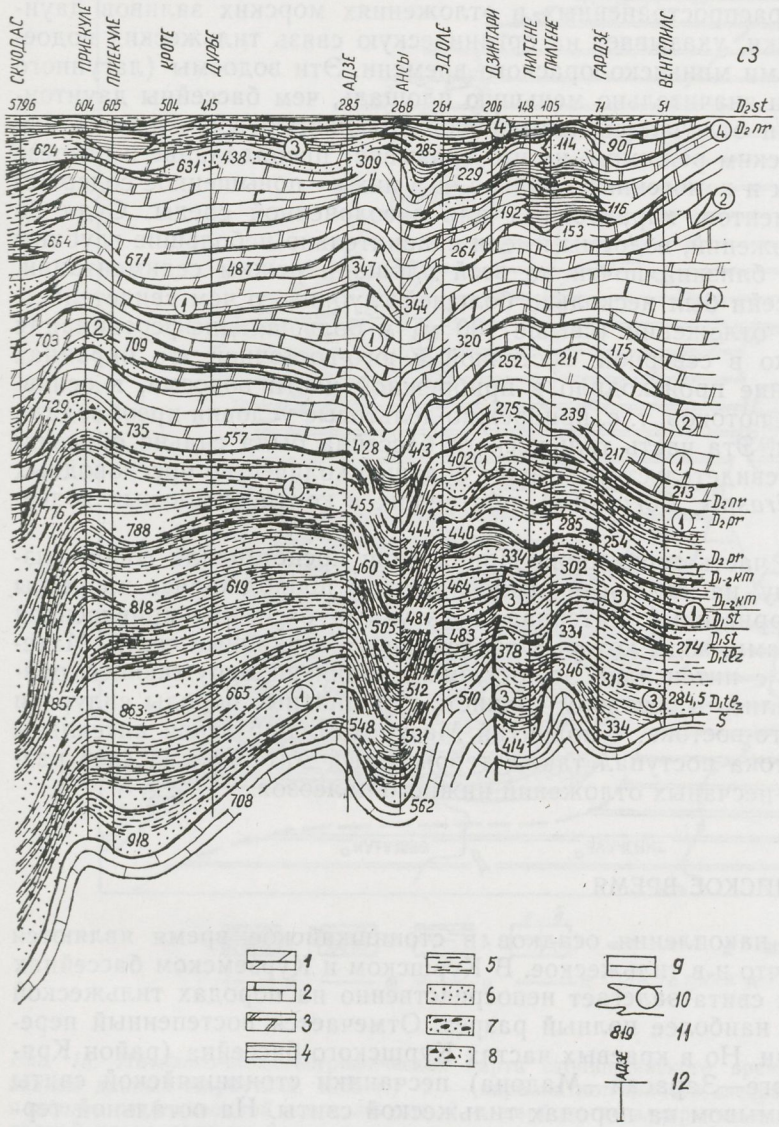


Рис. 15. Литолого-фациальный профиль по линии Кункояй—Адзе—Вентспилс: *1* — доломит; *2* — известняк; *3* — мергель; *4* — глина; *5* — алевролит; *6* — песчаник; *7* — конгломерат; *8* — брекчия; *9* — зона разрывных нарушений; *10* — граница литолого-фациальных зон и номер зоны на литолого-палеогеографической карте соответствующего времени; *11* — отметка контакта разновозрастных отложений; *12* — разрез скважины и ее название.

раки, акантоды). Много форм, переходных из даунтона. В отложениях значительно содержание бария, ванадия, стронция и хрома — элементов, указывающих на повышенную соленость среды. Отложения этой зоны являются образованиями наиболее мелководной краевой части лагунного водоема, но с относительно спокойными условиями седиментации.

Итак, в начале раннего девона на территории Прибалтики существовали небольшие водоемы, располагавшиеся на месте Куршского и Курземского мелководных заливов позднесилурийского Западно-Европейского морского бассейна. Наличие в осадках обломков *Turinia pagei, Thelodus «goebeli», Katoporus* s p., *Goniporus alatus, Logania cuneata* и

других форм, распространенных в отложениях морских заливов даунтона Прибалтики, указывает на органическую связь тильжеских водоемов с бассейнами миньяско-юрского времени. Эти водоемы (лагунного типа) занимали значительно меньшую площадь, чем бассейны даунтонского века. Они отличались повышенной соленостью вод и спокойным гидродинамическим режимом, на что указывает преобладание в разрезе тонкозернистых и хемогенных осадков, а в них — повышенное содержание микроэлементов, характерных для засоленной среды. Судя по комплексу отложений, водоемы имели сравнительно небольшие глубины (50—100 м) и близкий почти на всей площади режим седиментации. Куршский бассейн был несколько большей глубины, о чем свидетельствует мощность отложений (свыше 100 м) и большая дифференциация осадков. Только в северной, восточной и юго-восточной его окраинах осадконакопление происходило в прибрежной части водоема, в основном в условиях потоков, т. е. прибрежно-дельтовые условия преобладали над лагунными. Эта часть тильжеского бассейна была сильно опресняющейся, о чем свидетельствует также большое количество пресноводных видов (*Traquairaspis, Corvaspis*), обитавших в континентальных водоемах [23].

Остальная часть территории Прибалтики представляла собой низменную равнину, на которой в раннем диттоне продолжались процессы денудации. Терригенный материал в лагунные бассейны привносился речными потоками, воды которых опресняли их окраинные части. Материал поступал с интенсивно эродируемых поднятий окружающей равнины. Размывались в основном глинисто-карбонатные породы силура и ордовика. С юго-востока, с поднятий Мазурско-Белорусской антеклизы и с северо-востока поступал также терригенный материал за счет размыва глинисто-песчаных отложений нижнего палеозоя.

СТОНИШКЯЙСКОЕ ВРЕМЯ

Областью накопления осадков в стонишкяйское время являются те же районы, что и в тильжеское. В Куршском и Курземском бассейнах стонишкяйская свита залегает непосредственно на породах тильжеской свиты и имеет наиболее полный разрез. Отмечается постепенный переход между ними. Но в краевых частях Куршского бассейна (район Крякянава—Укмярге—Зарасай—Мадона) песчаники стонишкяйской свиты залегают с размывом на породах тильжеской свиты. На остальной территории происходила интенсивная денудация пород различных горизонтов силура.

Бассейн седиментации стонишкяйского времени явился продолжением развития и завершением лагунной седиментации тильжеского времени. В Куршском бассейне выделены следующие литолого-фациальные зоны (рис. 16).

1-я зона карбонатно-глинисто-алевритовых отложений наиболее глубоководной части лагуны. Мощность отложений 120—135 м. Разрез представляют часто переслаи-

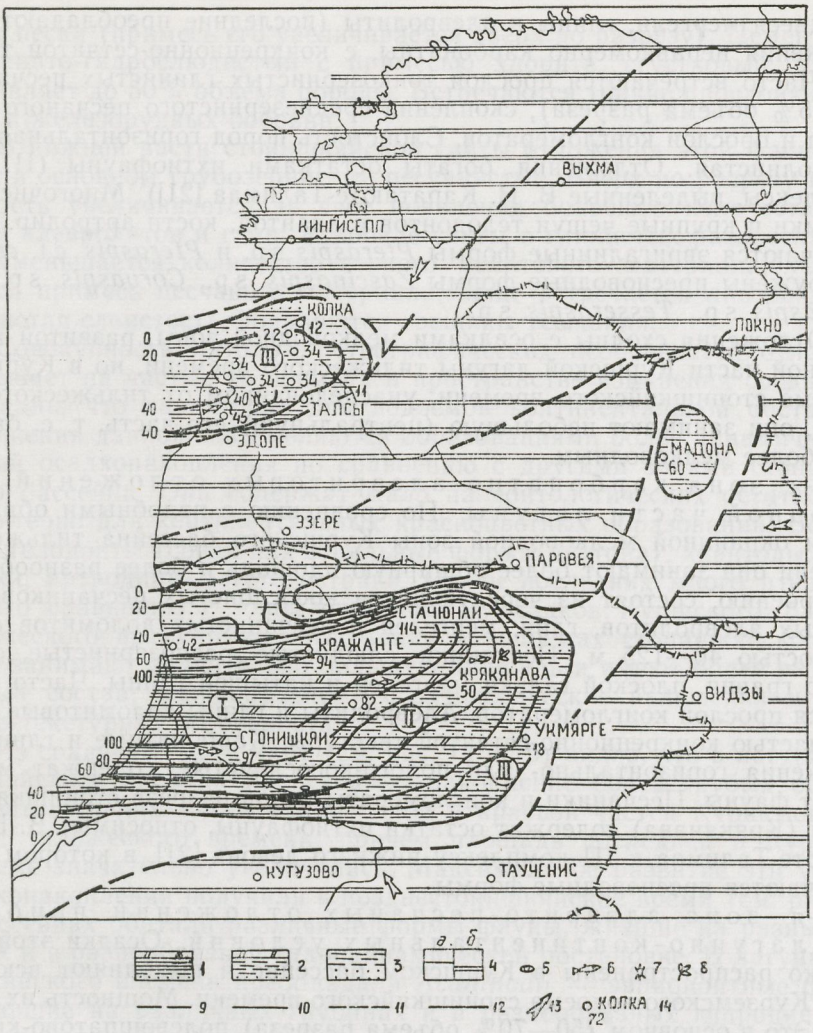


Рис. 16. Литолого-палеогеографическая карта стонишкяйского времени (с использованием данных Нарбутаса, 1965 г.): *1* — карбонатно-глинисто-алевритовые отложения наиболее глубоководной части лагуны; *2* — карбонатно-алевритовые отложения мелководной части лагуны; *3* — алеврито-песчаные отложения прибрежных лагунно-континентальных условий; *4* — область сноса (*а* — терригенные, *б* — карбонатные породы); *5* — лингулы; *6* — ихтиофауна; *7* — трещины усыхания; *8* — остатки растений; *9* — граница области сноса; *10* — граница литолого-фациальных зон; *11* — зона разломов; *12* — изопахиты; *13* — направление сноса обломочного материала; *14* — скважина, мощность отложений.

вающиеся мергели, глины и алевролиты (последние преобладают). Все отложения неравномерно карбонатны, с конкреционно-сетчатой текстурой. Часто встречаются прослои тонкозернистых глинистых песчаников (до 15% объема разреза), скопления среднезернистого песчаного материала и прослои конгломератов. Слоистость пород горизонтальная и пологоволнистая. Отложения богаты остатками ихтиофауны (III и IV комплексы, выделенные В. Н. Каратаюте-Талимаа [21]). Многочисленны обломки и крупные чешуи телодонтов и акантод, кости артродир. Часто встречаются эвригалинные формы *Pteraspis* sp. и *Pteraspis* cf. *crouchi*, обнаружены пресноводные формы *Zascinaspis* sp., *Corvaspis* sp., *Traquairaspis* sp., *Tesseraspis* sp.

Отложения сходны с осадками мелководной зоны, развитой в прибрежной части Куршской лагуны тильжеского времени, но в Куршском водоеме стонишкяйского времени, унаследованном от тильжеского бассейна, они занимают небольшую (центральную) его часть, т. е. бассейн стал более мелководным.

2-я зона карбонатно-алевритовых отложений мелководной части лагуны. По сравнению с подобными образованиями окраинной мелководной зоны Куршского бассейна тильжеского времени они занимают более обширную площадь и более разнообразны по строению, состоят из чередующихся косослоистых песчаников, комковатых алевролитов, глин, мергелей и песчанистых доломитов общей мощностью 40—125 м. Песчаники слюдистые разнозернистые, с примесью гравия, плоской гальки мергелей и катышей глины. Часто встречаются прослои конгломератов. Алевролиты и глины доломитовые, большей частью конкреционно-сетчатой текстуры. Карбонатные и глинистые отложения горизонтально- или полого-косослоистые, содержат мелкий детрит фауны. Песчаники и конгломераты низов разреза стонишкяйской свиты (Крякянава) содержат остатки ихтиофауны, относимые В. Н. Каратаюте-Талимаа к III комплексу нижнего девона [21], в котором часто встречаются пресноводные формы.

3-я зона алеврито-песчаных отложений прибрежных лагунно-континентальных условий. Осадки этой зоны широко распространены в Куршском бассейне и выполняют всю площадь Курземского водоема стонишкяйского времени. Мощность их около 20 м. Это в основном (50—70% объема разреза) полевошпатово-кварцевые слюдистые песчаники, средне-тонкозернистые (размер обломочного материала от 0,5 до 0,05 мм), с глинистым (каолинито-гидрослюдистым) и глинисто-доломитовым цементом, ожелезненным и менее карбонатным, чем в песчаниках предыдущей зоны. Часто цемент концентрируется в небольшие сгустки, неравномерно рассеянные по породе (до 10—15%). Обломочный материал полуокатанный, размер его увеличивается вверх по разрезу. Алеврито-глинистые отложения присутствуют в непостоянном количестве (от 8 до 30% объема разреза) (см. рис. 15) и имеют весьма непостоянный состав и низкую сортировку (S_0 от 2,4 до 4,4). Преобладают красно-коричневые и лиловатые песчанистые и глинистые разности алевролитов с линзовидно-горизонтальными тонкими (от 1—5 мм до 1— 2см) прослойками слюдисто-кварцевого разнозерни-

стого песка (примесь его увеличивается вверх по разрезу). Цемент в них каолинито-гидрослюдистый с примесью хлорита, сгустковый, местами составляет до 50% объема породы. Встречаются тонкие прослойки лимонита и железорудных бобовин.

В нижней части стонишкяйской свиты отложения этой фациальной зоны в основном грубозернистые песчанистые. Вверх по разрезу их глинистость увеличивается за счет появления большого количества прослоев алевролитов и глин. К кровле свиты в глинистых разностях осадков уменьшается количество тонкого пелитового материала, увеличивается примесь песчаного материала, чаще встречается линзовидная и волнистая слоистость, появляются трещины усыхания.

Совокупность литолого-петрографических особенностей отложений указывает на частые во времени и пространстве изменения среды седиментации, что характерно для водоемов континентальной обстановки. Отложения данной зоны являются образованиями более динамичных условий осадконакопления по сравнению с другими зонами стонишкяйского бассейна. Они содержат мало палеонтологических остатков, что характерно для континентальных красноцветных образований. Встречаются телодонты (среди них зональные формы диттона), акантоды, остеостраки, артродиры и гетеростраки. Среди последних много птераспид.

По сравнению с зоной прибрежных осадков Куршского бассейна тильжеского времени эти отложения в водоемах стонишкяйского времени занимают значительно большую площадь и имеют более разнозернистый состав; разнообразнее их литологические включения и структурно-текстурные особенности.

Из сравнения двух карт (см. рис. 14 и 16) видно, что в лагунах стонишкяйского времени происходило накопление более грубых осадков, соответствующих зонам мелководной и краевой частей Куршского бассейна тильжеского времени, причем площадь последней в Куршском водоеме значительно увеличилась. Максимальное развитие эти условия осадконакопления получили в позднестонишкяйское время (см. рис. 15). В бассейнах обитали различные формы фауны, жившие на разных глубинах и в разнообразной гидродинамической обстановке. В лагунах стонишкяйского времени преобладали *Acanthodii* — эврибионтные формы, обитавшие на различных глубинах и в разнообразных гидродинамических условиях. Их обломки встречаются в осадках краевых зон лагунных бассейнов. Здесь же отмечаются остатки пресноводных форм *Corvaspis* s p. Вся совокупность особенностей отложений стонишкяйского времени указывает на ярко выраженный регрессивный характер развития этого бассейна седиментации по сравнению с тильжеским.

Из приведенного анализа особенностей литологии отложений и характера фациальных условий развития бассейнов седиментации во времени и пространстве на протяжении даунтонского века, тильжеского и стонишкяйского времени диттонского века можно заключить, что эпоха раннего девона являлась завершающей стадией развития крупного этапа осадконакопления Прибалтики, начавшегося в силуре. Происходила постепенная смена остаточных морских условий прибрежно-лагунными, что нашло отражение в составе и строении осадков, в особенностях па-

леонтологических остатков в них. Появление большого количества остракод и остатков ихтиофауны в осадках позднего силура приурочено ко времени, когда регрессирующее эпиконтинентальное море превращалось в мелкие обособленные бассейны — заливы с условиями питания, отличными от морских. В раннедевонскую эпоху фауна заселяла уже водоемы, возникавшие у берегов отступающего моря. В начале диттона — в тильжеское время, когда в лагунах существовали еще условия, близкие к даунтонским, состав фауны имел много общего с позднесилурийской (см. табл. 1). На протяжении диттона лагуны постепенно становились мелководнее и опреснялись. Наряду с изменением характера осадка в сторону его погрубения менялся и фаунистический состав: исчезли остракоды (встречены лишь в низах разреза тильжеской свиты), среди ихтиофауны появились формы, обитавшие в континентальных водоемах [21]. В среднем диттоне появилась псилофитовая флора, остатки которой, споры и пыльца встречаются в отложениях стонишкяйской свиты.

Отложения раннего девона Прибалтики по составу осадков и фаунистических остатков имеют большое сходство с раннедевонскими образованиями Подолии и Уэльса, занимая по условиям седиментации промежуточное между ними положение. В этих трех районах фаунистические комплексы имеют переходный характер. Близкий состав осадков на границе силура и раннего девона указывает на одинаковую направленность палеогеографического развития (в сторону увеличения континентальности обстановки). Характерно также наличие одних и тех же фаунистических зон в раннем девоне, хотя комплекс осадков несколько различен [96].

Не только территория Южной Англии в раннем девоне представляла область накопления континентальных красноцветов. Для всего Северо-Европейского региона (северная часть Атлантики, Гренландия, Шпицберген, Британские острова, южная и западная части Скандинавского полуострова) характерно отсутствие морских отложений (рис. 17) и преимущественное развитие крупнозернистых красноцветных осадков большой мощности (около 1000 м). Это образования озер, рек и дельт, в них преобладающими отложениями являются песчаники и конгломераты, реже прослои глинистых пород [90]. В углистых прослоях песчаников района Рёраген (Норвегия) встречены хорошо сохранившиеся остатки раннедевонских растений — *Psylophiton goldschmidti, Drepanophycus (Artrostigma), Davsonites arcuatus.*

Южнее этого региона (на севере Франции) на границе силура и девона происходило непрерывное осадконакопление в морских фациях, которое лишь в конце раннего жедина сменилось лагунным, а затем континентальным осадконакоплением, наблюдавшемся до конца раннего девона. Отлагалась толща пестроцветных терригенных пород (сланцы, аркозовые песчаники, граувакки) с богатой ихтиофауной [95]. На остальной территории Южно-Европейского региона (от Испании до Чехословакии) располагался морской бассейн, в котором происходило накопление глинисто-карбонатных и алевритовых осадков с обильной раковинной фауной.

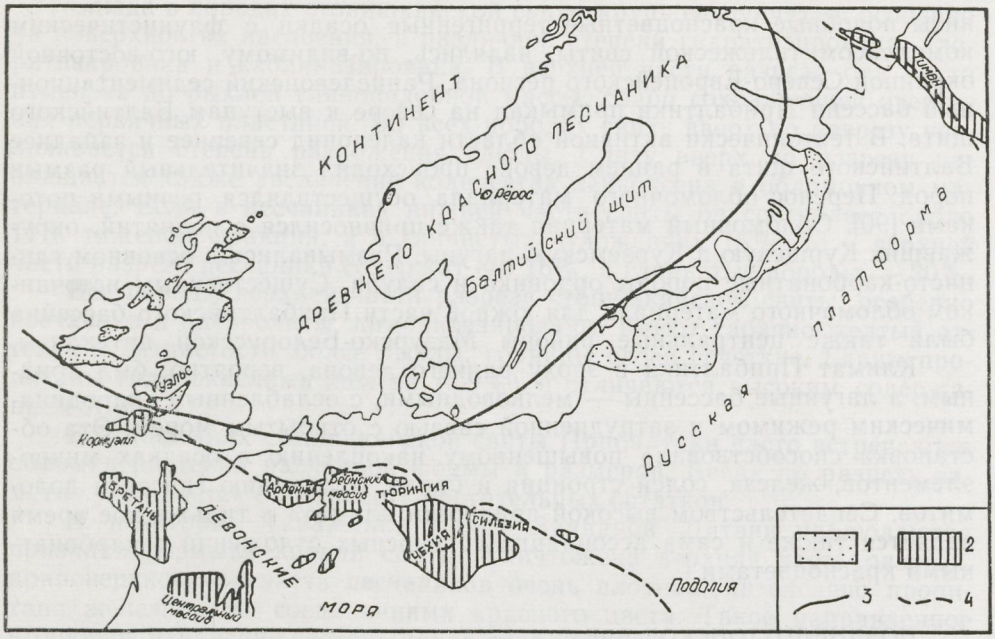


Рис. 17. Схематическая карта континента древнего красного песчаника и окаймляющей его зоны (даунтон исключен) [16]: *1* — главнейшие современные выходы древнего красного песчаника; *2* — герцинские массивы (морской девон); *3* — северная граница морских трансгрессий на континент древнего красного песчаника; *4* — южная граница распространения прослоев древнего красного песчаника в морском девоне Средней Европы.

На большей части территории Польши и Волыно-Подолии в начале раннего девона существовал мелководный быстро регрессирующий морской бассейн, более опресненный, чем позднесилурийский. В конце зигена и эмсе в Польше уже происходило накопление алеврито-песчаных отложений типа Old Red мощностью до 200 м. Условия нормального моря сохранились лишь в северной части Свентокшиских гор [29, 61]. В начале раннего девона морской бассейн занимал обширные районы Волыно-Подолии. В этом быстро регрессирующем мелководном море, унаследованном от силурийского бассейна, накапливалась мощная (более 400 м) толща прибрежно-морских сероцветов с обильной фауной беспозвоночных. В конце раннего девона в Подолии отлагались красноцветные терригенные породы (мощность свыше 350 м). Это озерные, аллювиальные и дельтовые осадки с богатым комплексом ихтиофауны, схожим с прибалтийским [51].

Прибалтика занимала промежуточное положение между Южно-Европейским регионом (с преобладанием морских условий осадконакопления) и Северо-Европейским (с континентальной обстановкой). Территория Прибалтики, а также площадь Брестской впадины, в которой раз-

виты подобные красноцветные терригенные осадки с фаунистическим комплексом тильжеской свиты, являлись, по-видимому, юго-восточной окраиной Северо-Европейского региона. Раннедевонский седиментационный бассейн Прибалтики примыкал на севере к выступам Балтийского щита. В тектонически активной области каледонид севернее и западнее Балтийского щита в раннем девоне происходил значительный размыв пород. Перенос обломочного материала осуществлялся речными потоками [90]. Обломочный материал также привносился с поднятий, окружавших Куршскую и Курземскую лагуны. Размывались в основном глинисто-карбонатные породы ордовика и силура. Существенным источником обломочного материала для южной части Прибалтийского бассейна были также центральные районы Мазурско-Белорусской антеклизы.

Климат Прибалтики в эпоху раннего девона, вероятно, был аридным, а лагунные бассейны — мелководными, с ослабленным гидродинамическим режимом и затрудненной связью с открытым морем. Эта обстановка способствовала повышенному накоплению в осадках микроэлементов, железа, солей стронция и бария, отложению гипсов и доломитов. Свидетельством высокой аридности климата в тильжеское время является также и сама ассоциация соленосных отложений с карбонатными красноцветами.

ПОЗДНЕДИТТОНСКОЕ ВРЕМЯ

Воздымание всего региона и интенсивная денудация нижнепалеозойских и силурийских пород, начавшиеся на северо-западе Русской платформы в конце лудлова, достигли максимума в конце раннего девона. Отложения позднего диттона на территории Прибалтики отсутствуют. До начала брекон-среднедевонского этапа седиментации существовали континентальные условия. Длительность перерыва к моменту наступления кемерской трансгрессии, обусловленной погружением восточных районов Прибалтики и площади Московской синеклизы, в Северо-Западном регионе была различной. На западе она измеряется объемом верхнего диттона. В восточных районах Средней Прибалтики кемерская свита залегает на породах нижнего силура и ордовика (см. рис. 5, 6).

Об особенностях палеогеографической обстановки в позднедиттонское время можно судить по характеру некоторых вторичных изменений пород верхней части стонишкяйской свиты. Отложения более или менее каолинизированы, причем каолинизация пород существенно увеличивается снизу вверх по разрезу и особенно интенсивна в самой верхней части свиты. Здесь каолинит составляет до 60% объема цемента, замещая глинистый мелкочешуйчатый материал во всех литологических разностях. Глинисто-каолинитовый цемент пород свиты содержит Al_2O_3 до 32% и SiO_2 до 48,8%, причем в чистом каолине Al_2O_3 39,7% и SiO_2 46,4%. Иногда каолинитовый цемент полностью выполняет промежутки между обломочным материалом, приобретая форму заполняемых пустот. Он развивается также по зернам полевых шпатов и слюды до полного их замещения псевдоморфозами, сохраняющими таблитчатую форму обломков или листочков.

Слюда в породах стонишкяйской свиты крупночешуйчатая, особенно на поверхностях наслоения, в различной степени гидратизирована, хлоритизирована и каолинизирована. В верхней части разреза она часто изменена до рыхлой глиноподобной массы, слабо сохраняющей очертания первичных пластинок. Во всех породах снизу вверх по разрезу увеличивается степень разложения слюды. Снизу вверх по разрезу наблюдается также увеличение количества лейкоксена в обломочном материале. Если в песчаниках нижней части свиты он составляет около 11% тяжелой фракции, а в глинистых отложениях 15%, то в верхней части разреза песчаники содержат его 16%, а глинистые породы — 20%.

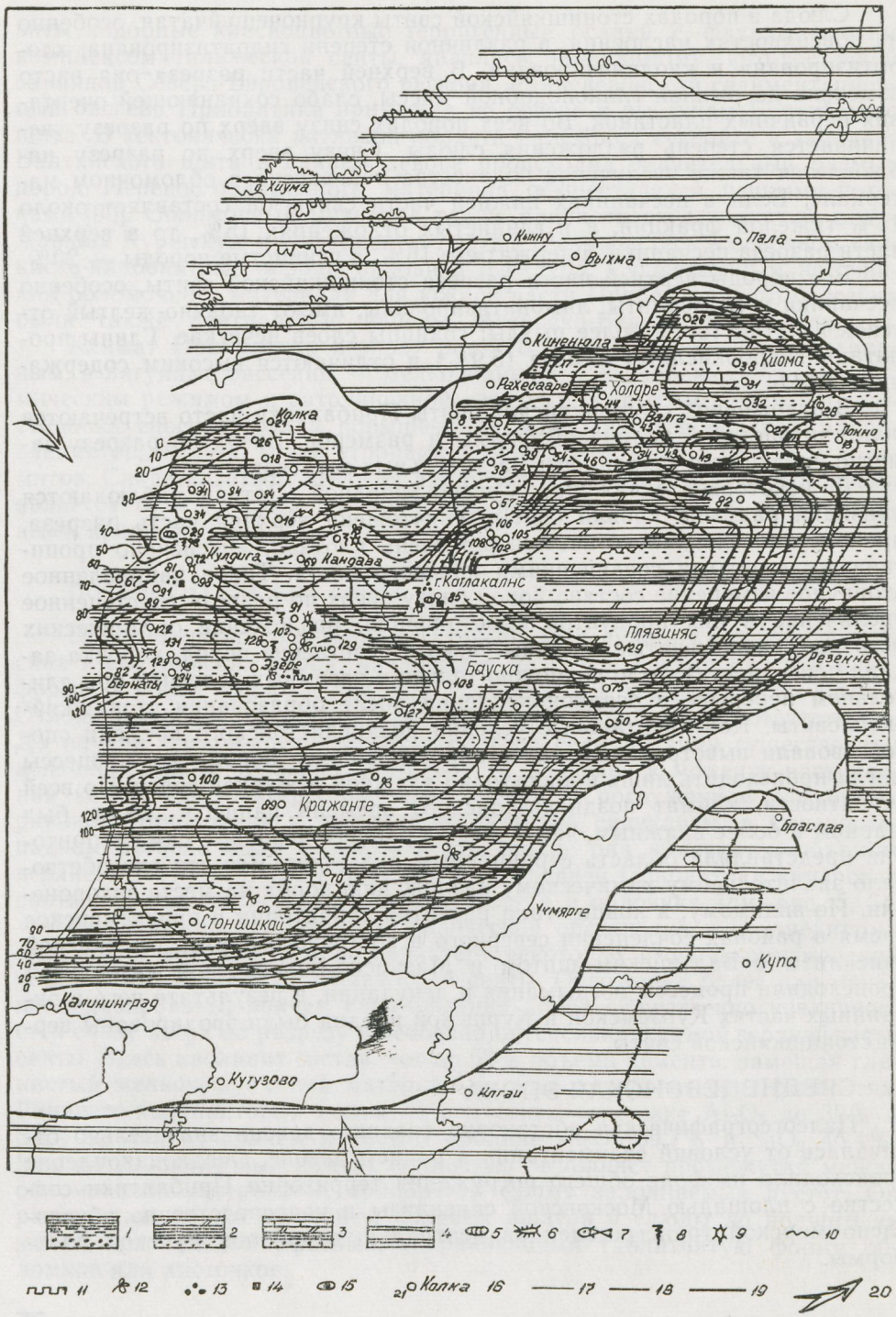
Все породы верхней части разреза стонишкяйской свиты, особенно песчаники и алевролиты, лимонитизированы, имеют табачно-желтый оттенок и пятнистость, более рыхлы; границы слоев нечеткие. Глины пропитаны гидроокислами железа (5,9%) и отличаются высоким содержанием Al_2O_3.

В отложениях стонишкяйской свиты Прибалтики часто встречаются обломки растений различной формы и размеров. Вверх по разрезу заметно ухудшается сохранность растительных остатков.

В некоторых скважинах Северо-Западной Латвии наблюдаются признаки размыва кровли свиты. Уничтожена верхняя часть разреза, приповерхностная часть песчаников очень плотная, интенсивно пропитана железистыми соединениями красного цвета. Такое направленное вторичное изменение состава пород снизу вверх по разрезу (постепенное увеличение в них продуктов выветривания, разложение органических остатков, расплывчатые границы слоев и осветление пород, корочка закала поверхности) было возможно только в наземных условиях при длительном перерыве в осадконакоплении после образования стонишкяйской свиты. Континентальные условия позднедиттонского времени способствовали выветриванию ранее образовавшихся пород. Эти процессы могли происходить лишь в достаточно влажной и жаркой среде. По всей вероятности, климат позднедиттонского времени раннего девона был жарким и более влажным, чем в начале раннего девона, а сама территория представляла область с равнинным рельефом. Все это способствовало значительному химическому разложению пород на месте захоронения. По-видимому, в конце этапа развития территории в предкемерское время в районах сочленения северного и восточного бортов Балтийской синеклизы с Балтийским щитом и Мазурско-Белорусской антеклизой происходили процессы воздымания и денудации, в результате чего в окраинных частях Курземской и Куршской впадин были эродированы верхи стонишкяйской свиты.

СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ЭПОХА

Палеогеографическая обстановка среднего девона значительно отличалась от условий седиментации в раннем девоне. Осадконакопление происходило на фоне общего погружения территории Прибалтики совместно с площадью Московской синеклизы и непосредственно обусловлено морской трансгрессией из центральных районов Русской платформы.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

11 12 13 14 15 21 Колка 16 17 18 19 20

Территория Прибалтики располагалась между двумя областями с различными условиями накопления осадков. На западе, в районе Норвегии, происходило формирование мощной толщи моласс [90]. Восточнее прибалтийского региона в начале среднедевонской эпохи накопление осадков отмечалось только на окраинах платформы в прибрежно-морских бассейнах [82, 85]. Отлагались в основном пестроцветные осадки со слоистостью потоков. Постепенно осадконакопление охватывало все большую часть площади платформы. Седиментация происходила в замкнутых опресненных бассейнах или в мелководном морском с очень непостоянной соленостью. На территории Московской синеклизы отлагались пестроцветные песчано-глинистые породы (новобасовские и ряжские слои), характерные для бассейна с пониженной соленостью, обогащенные органическим веществом. Море из районов Московской синеклизы трансгрессировало на запад и постепенно захватывало все большие площади сначала восточной части Прибалтики (кемерское время), затем центральных ее районов (пярнуское время). В наровское время морской бассейн распространился уже на всю площадь Прибалтики.

Среднедевонский этап осадконакопления в Средней Прибалтике начинается комплексом пестроцветных терригенных прибрежно-морских отложений и мелководного морского бассейна кемерского времени. К началу трансгрессивной его стадии относится также песчаная толща мелководных морских и прибрежно-морских образований пярнуского возраста. Эти терригенные отложения являются базальной пачкой морской трансгрессии. Максимальное развитие морского бассейна отмечается в первую половину наровского времени, когда накапливались сероцветные глинисто-карбонатные отложения первой и второй пачек. К регрессивной стадии среднедевонского этапа седиментации отнесены пестроцветные морские терригенно-карбонатные отложения третьей и четвертой пачек наровского горизонта и красноцветные терригенные осадки внутриматериковых бассейнов арукюльских и буртниекских слоев старооскольского горизонта.

КЕМЕРСКОЕ ВРЕМЯ

Отложения кемерской свиты залегают трансгрессивно на породах нижнего девона, силура и ордовика. Они являются образованиями трех крупных литолого-фациальных зон (рис. 18).

Рис. 18. Литолого-палеогеографическая карта кемерского времени: *1* — прибрежно-морские глинисто-алевритовые и песчаные отложения; *2* — карбонатно-глинисто-песчаные отложения морского мелководья; *3* — глинисто-карбонатно-песчаные отложения относительно глубоководной части морского бассейна; *4* — область сноса; *5* — лингулы; *6* — ракообразные; *7* — ихтиофауна; *8* — ходы илоедов; *9* — трещины усыхания; *10* — знаки ряби; *11* — размывы слоев; *12* — остатки растений; *13* — скопления железорудных бобовин; *14* — скопления и прослойки лимонита; *15* — железисто-карбонатные стяжения; *16* — скважина, мощность отложений; *17* — граница области сноса; *18* — граница литолого-фациальных зон; *19* — изопахиты; *20* — направление сноса обломочного материала.

1-я зона прибрежно-морских глинисто-алевритовых и песчаных отложений характеризуется пестротой состава и структурно-текстурных особенностей пород как в разрезе, так и по площади зоны. Мощность отложений от 135 до 7 м. В низах свиты преобладают (до 90% объема разреза) разнозернистые косослоистые песчаники. Подчиненные им алевролиты и глины залегают невыдержанными прослоями (10—30% объема разреза, см. рис. 12). В верхах свиты преимущественное развитие получили глинистые отложения с горизонтальной слоистостью или типа ленточных глин. Песчаников здесь 30—60%, алевролитов до 35% разреза, глины — до 30%. Изредка встречаются прослои глинистых мергелей (2—14% объема разреза) и доломитов (до 11%). Отложения более ожелезненные и карбонатные, чем в нижней пачке, с большим количеством растительных остатков. Переходы между литологическими разностями постепенные, переслаивание пород более частое. Песчаники тонкозернистые, лучше сортированы; вверх по разрезу количество их резко убывает.

Во всех литологических разностях этой зоны отмечается повышенное содержание Ti, Zr, Ba, Be, It, P при очень разнообразном их соотношении. Какая-либо закономерность в распределении микроэлементов как в разрезе, так и по площади зоны отсутствует, что указывает на непостоянные и быстро изменяющиеся условия их осаждения.

Песчаные отложения этой зоны разнозернистые (преобладают мелкозернистые) с непостоянной сортировкой (S_0 1,2—3,5), часто с примесью гравийно-галечного материала и с прослоями мелкогалечного конгломерата. Цемент их глинистый, железисто-глинистый, реже доломитово-глинистый; составляет не более 15—20% объема породы. В песчаниках верхней пачки свиты цемент часто интенсивно лимонитизирован, с мелкими скоплениями углистого вещества. Обломочный материал слабоокатанный (около 85%), зерна в основном удлиненной формы, с матовой поверхностью и железистой оторочкой. Преобладает кварц. Полевые шпаты (5—8%) трещиноваты, в различной степени выветрелые. Слюда составляет 10—15% обломков. В основном это биотит, в различной степени замещенный мелкочешуйчатой гидрослюдой, хлоритом и гидроокислами железа. Часто встречаются линзовидные прослои тонкозернистого песчаника со скоплениями слюды или рудных минералов (ильменит, магнетит), граната или турмалина на плоскостях наслоения (до 5%). Галька в песчаниках и прослоях конгломерата хорошо окатана, уплощенная, удлиненная. Представлена алевролитом, доломитом, кварцитом, гранитом.

С запада на восток по площади зоны уменьшается зернистость песчаников (от 8110100* в скв. Приекуле до 053101 в скв. Катлакалнс), улучшается их окатанность и сортировка (от 1,9 до 1,2). Слоистость очень разнообразная; преобладает перемежающаяся косая и горизонтальная, линзовидная или волнистая; часто наблюдается срезание одних слойков другими.

* Этим рядом цифр показано процентное соотношение фракций. Каждая цифра означает количество десятков процентов гранулометрической фракции в породе, начиная с размерности 0,5 мм и кончая фракцией менее 0,005 мм (стандартных сит).

Все эти особенности песчаных отложений указывают на накопление их в условиях механического переноса и истирания, частого изменения гидродинамического режима. К концу кемерского времени происходит постепенное ослабление режима седиментации, проявившееся в особенностях отложений. Так, в начале осадконакопления (в нижней пачке свиты) разнозернистые косослоистые песчаники образуют мощные слои. Вверх по разрезу их мощность и зернистость уменьшаются, улучшается окатанность обломочного материала, увеличивается содержание цемента в них и мощность прослоев глинистых отложений. В позднекемерское время (вторая пачка) песчаные отложения составляют значительно меньшую часть разреза, песчаники тонкозернистые, обломочный материал в них также лучше окатан, повышается содержание цемента, в основном смешанного состава.

Размещение песчаного материала по площади литолого-фациальной зоны, как и характер его зернистости и сортировки, очень непостоянно. В нижней пачке наибольшая концентрация песчаников (70—90% объема) отмечается в основном русле потока на площади Приекуле—Эзере—Катлакалнс—Бауска—Шакина—Гаргждай. Изменение зернистости и сортировки песчаных осадков, а также содержания некоторых химических элементов по площади фациальной зоны указывает на поступление материала с запада, со стороны девонских моласс Норвегии. Характерно, что в этом же направлении с запада на восток отмечается уменьшение содержания большинства химических элементов, что также свидетельствует о поступлении материала с западных регионов. Существенным был также привнос материала с юго-восточных регионов, что осложнило конфигурацию этой литолого-фациальной зоны в восточной ее части. В этом же районе появляется новая терригенно-минералогическая зона, обогащенная гранатом и лейкоксеном, увеличивается песчанистость разреза (около 90% отложений) и размер обломочного материала, ухудшается его сортировка (S_o 1,5).

В верхней пачке песчаники образуют узкие короткие поля прихотливых очертаний без четко выраженной ориентировки, хотя отмечается некоторая их вытянутость в субширотном направлении. Это в основном образования кратковременных потоков с непостоянным гидродинамическим режимом. Рельеф этой зоны седиментации был, по-видимому, низменным, слаборасчлененным.

Алеврито-глинистые отложения слюдистые, песчанистые пестроцветные (в нижней части преобладают серые, в верхней — красно-коричневые разности), с многочисленными линзовидными включениями песчаного материала, часто имеют конкреционно-сетчатую или комковатую текстуру вследствие неравномерной карбонатности, содержат скопления и прослойки мелких железорудных бобовин и лимонита, сгустковые стяжения железистого или железисто-доломитового состава. Слоистость их, как и песчаников, тонкогоризонтальная, пологокосая, волнистая, мульдообразная, линзовидная и типа ленточных глин. Часто наблюдаются текстуры взмучивания осадка, рябь и размывы слойков, сеть трещин усыхания, заполненных грубозернистым терригенным материалом или доломитом.

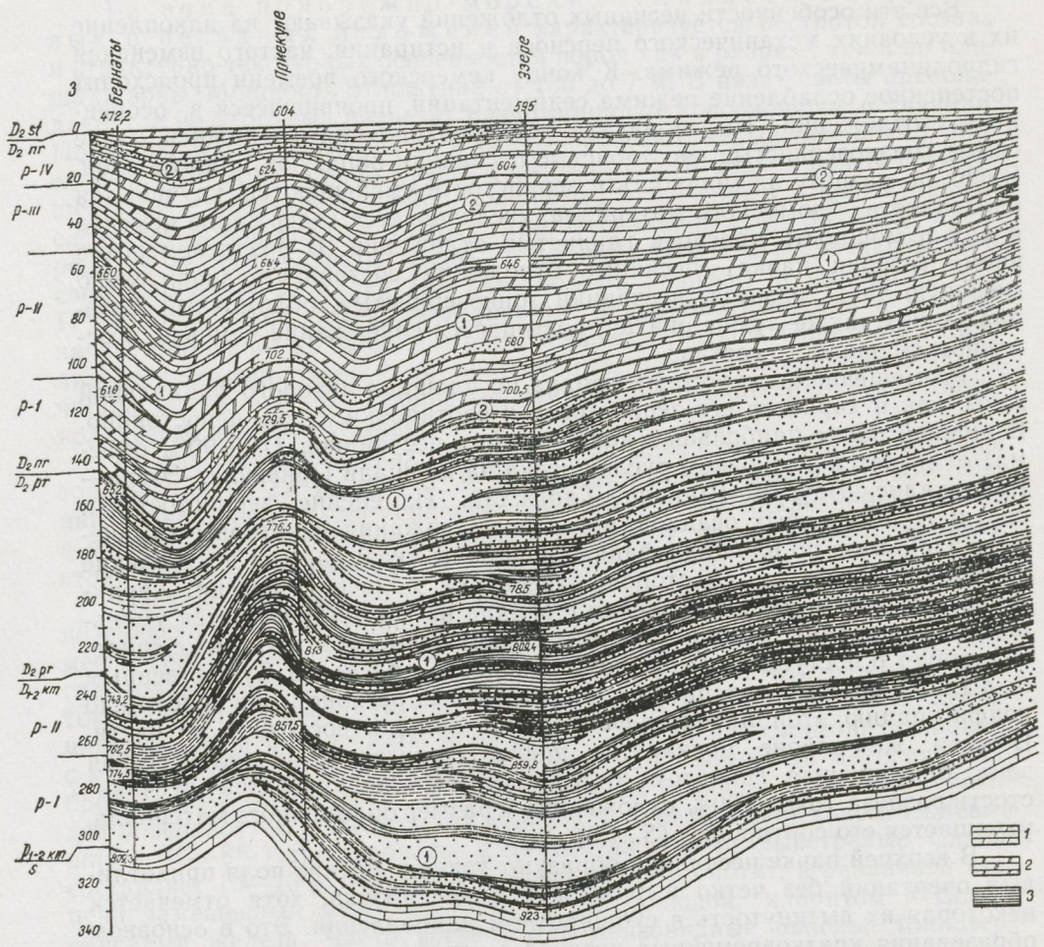
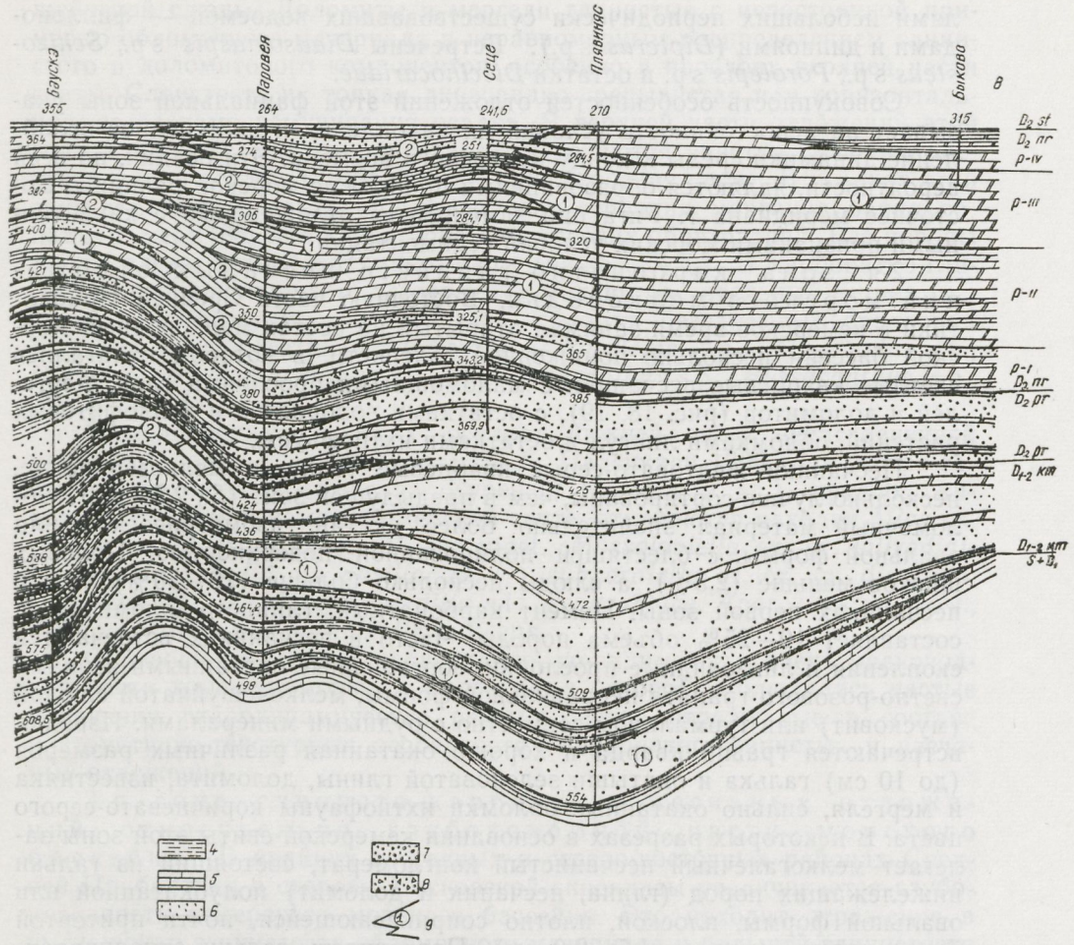


Рис. 19. Литолого-фациальный профиль по линии
Условные обозначения см. на рис. 15.

Алеврито-глинистые осадки, как и песчаные, образуют литологические поля прихотливой формы с очень частым и значительным колебанием состава, структурно-текстурных особенностей и содержания их в разрезах, что свидетельствует о непостоянных, но относительно спокойных условиях их накопления. Отмечаются большие скопления растительных остатков различной формы и размеров, особенно в алевролитах верхней части свиты. Это широкие, плоские буро-коричневые или черные битуминизированные стебельки с ребристой поверхностью шириной до 1,5 см, тонкие черные пленки волокнистого строения или узенькие ветвящиеся стебельки длиной до 2,5 см, замещенные железистым материалом. Кон-



Бернаты—Бауска—Плявиняс.

центрируются они на плоскостях наслоения, иногда совместно с прослойками лимонита или скоплениями бобовин гидроокислов железа. В алевролитах верхней части свиты наблюдаются полые карбонатные «журавчики», пронизывающие породу на несколько сантиметров, возможно, по корешкам растений. Обнаружены раннедевонские псилофиты. — *Psilophyton* c f. *arcticum, Taeniocrada* c f. *langi, Drepanophycus.* Комплекс споро-пыльцы в осадках очень разнообразный. В основном споры плохой сохранности, преобладают мелкие, обугленные и перетертые формы. Обильны следы илоедов. Другие фаунистические остатки в отложениях этой зоны немногочисленны и представлены преимущественно обитате-

лями небольших периодически существовавших водоемов — филлоподами и дипноями (*Dipterus* s p.). Встречены *Diadsomaspis* s p., *Schizosteus* s p., *Porolepis* s p. и остатки *Discinocaridae*.

Совокупность особенностей отложений этой фациальной зоны указывает на непостоянность условий их накопления и постепенное ослабление динамики среды к концу кемерского времени. Эти осадки, по всей вероятности, являются образованиями прибрежно-морской равнины. Восточнее меридиана г. Рига они замещаются отложениями с характерными признаками морских условий седиментации.

2-я зона карбонатно-глинисто-песчаных отложений морского мелководья. Восточную часть Средней Прибалтики в кемерское время занимал открытый на восток мелководный морской бассейн несколько пониженной солености, в котором отлагались светлые кварцевые песчаники с маломощными прослоями глин, мергелей и доломитов (рис. 18, 19), с остатками водорослей и псилофитовых растений, обломками лингул и остатками ихтиофауны.

Песчаники желтовато-серые кварцевые тонко- и мелкозернистые, несколько лучше сортированы, чем в предыдущей зоне (S_o 2,5—3,2). Обломочный материал значительно более окатан, изометрической или овальной формы, с блестящей полированной поверхностью. Полевых шпатов меньше (2,5%), а слюды несколько больше (20—50%), чем в песчаниках первой зоны. Цемент карбонатный, глинисто-доломитовый, составляет 10—25% объема породы. Часто в песчаниках встречаются скопления и линзовидные прослойки, обогащенные окатанными зернами светло-розового граната неправильной формы, мелкочешуйчатой слюдой (мусковит) или турмалином совместно с рудными минералами. Изредка встречаются гравий кварца и хорошо окатанная различных размеров (до 10 см) галька и окатыши зеленоватой глины, доломита, известняка и мергеля, сильно окатанные обломки ихтиофауны коричневато-серого цвета. В некоторых разрезах в основании кемерской свиты этой зоны залегает мелкогалечный песчанистый конгломерат, состоящий из гальки нижележащих пород (глина, песчаник и доломит) полуокатанной или овальной формы, плоской, плотно соприкасающейся, почти притертой друг к другу (размер 1,5—2,0 см). Поверхность гальки отполированная или слабошероховатая. В ряде разрезов северных районов Латвии в песчаниках наблюдаются вертикальные крупные (до 1 см в диаметре) цилиндрической формы ходы пескожилов. Повсеместно отмечаются горизонтальная, реже линзовидная слоистость и небольшая рябь на плоскостях наслоения.

Прослои глинистых и карбонатных пород среди песчаников очень маломощны и составляют от 7 до 24% объема разреза. Количество и мощность их увеличиваются к кровле свиты. Алевролиты и глины зеленовато-серые непостоянного состава вследствие неравномерной концентрации обломочного материала. Глинистый материал в них гидрослюдистого состава и чешуйчатого строения, хлоритизированный, иногда с небольшой примесью доломита. Слоистость тонкая горизонтальная или линзовидно-волнистая, на плоскостях наслоения наблюдаются присыпки песчаного материала и скопления гидратизированной мелкоче-

шуйчатой слюды. Доломиты и мергели глинистые с непостоянной примесью обломочного материала и неравномерным распределением глинистого и доломитового компонентов, особенно в прослоях верхней части свиты. Слоистость их тонкая линзовидно-прерывистая или горизонтальная, со следами взмучивания осадка. В верхней части отложений этой зоны в карбонатных породах часто встречаются участки сильного растрескивания осадка (до брекчиевидного строения слоя). В осадках этой зоны отмечается повышенное содержание стронция, марганца, бария, ванадия и меди [88], что характерно для морских образований. Все породы имеют следы слабой битуминозности (ниже 0,01%). В карбонатно-глинистых отложениях часто встречаются мелкий растительный детрит (остатки псилофитовых и водорослей), обломки беззамковых брахиопод (*Lingula* sp.), остатки ихтиофауны — *Porolepis* sp., *Onychodus* sp., *Dipterus* sp., *Haplacanthus* sp., *Machacracanthus* sp., *Byssacanthus* sp., *Ptyctodontida.*

В мелководных морских осадках нижней части нерасчлененной пярнуской свиты (по материалам Л. Б. Паасикиви 1960 г.) в северо-западной Белоруссии (Браслав, Куренец, Красное и др.), предположительно относимой нами к кемерской свите, отмечаются находки *Mica* ex. gr. *parva, M. trapezoides, M.* sp. indet., *Mossoloviella* ex. gr. *lailradialformis, Healdinella* aff. *pusilla, H.* (?) *subparalella, H.* ex. gr. *dictineta, Cavellina* aff. *accurata, Leperditia* aff. *geographica, Aparchites* sp. nov., *Paraparchites* sp., *Semilukiella indicens.*

Образование осадков происходило, по-видимому, в очень мелководной части крупного морского бассейна, в которой наблюдались частые изменения гидродинамическго режима, четко отраженные в составе и структурно-текстурных особенностях карбонатно-глинистых и песчаных отложений.

3-я зона глинисто-карбонатно-песчаных отложений относительно глубоководной части морского бассейна. В крайних восточных и северо-восточных районах Средней Прибалтики в сторону Московской синеклизы увеличивается глубоководность кемерского морского бассейна. Это находит отражение в уменьшении зернистости обломочного материала и большей глинистости и карбонатности осадков, в увеличении их мощности до 38 м. Песчаники составляют 10—34%, алевролиты и глины 30%, карбонатные породы (доломиты и мергели) до 38% объема разреза. Появляются прослои известняков. К этой зоне приурочено увеличение содержания граната в обломочном материале до 68% тяжелой фракции. Отложения более монотонные, чем в двух первых зонах. Слоистость тонкая, горизонтальная, указывающая на накопление осадков в спокойных условиях крупного водоема. Судя по комплексу фауны (в скв. Невель, Городок, Орша обнаружены лингулы, экстерии, рыбы *Psammolepis* cf. *heterolepis* sp., *Homacanthus gracilis, Arctolepiformis* gen. nov., *Asterolepis* sp., *Porolepis* sp. (по материалам Л. Б. Паасикиви 1968 г.), трохилиски), морской бассейн здесь имел несколько пониженную соленость воды.

Северная граница кемерского морского бассейна проходила примерно по линии Киома—Отепя—Валга [26]. Севернее ее накапливались

дельтовые и прибрежно-морские осадки. На юге бассейн был ограничен поднятиями Мазурско-Белорусской антеклизы. Западная его граница была непостоянной и проходила восточнее линии Стайцеле—Рига—Паровея. Низменная прибрежная часть бассейна, по-видимому, периодически затоплялась морем. Следствием этого явилось присутствие глинистых осадков лиманного типа среди прибрежно-морских образований западных районов Средней Прибалтики.

Территория западной части Прибалтики в начале брекон-среднедевонского этапа являлась зоной накопления терригенных красноцветов, окаймлявших с юго-востока область моласс Норвегии, в которой предполагается существование резкорасчлененного рельефа, сильного механического выветривания в условиях континентального климата и интенсивной деятельности потоков [90]. В районе Норвегии отложения среднего девона с резким перерывом трансгрессивно залегают на нижнедевонском терригенном комплексе. Они представлены грубообломочными молассами (мощность 500—2500 м) и переслаивающимися песками, песчаниками, конгломератами и брекчией. В прослоях черных глинистых сланцев обнаружены *Dictrocarus slimoni*, фрагменты евриптерид и остатки псилофитовой флоры. Обломки состоят из материала подстилающих нижнепалеозойских и силурийских пород (сланцы, гнейсы, кварциты, интрузивные образования). Они почти не претерпели транспортировки, в базальных пачках остроугловаты, глыбового размера. Наблюдается постепенный переход от делювия каледонских пород к конгломерато-песчаной толще с флорой среднего девона. Территория Западной Прибалтики являлась зоной терригенных красноцветов, окаймляющих область моласс Норвегии с юго-востока.

Основной привнос обломочного материала в кемерский бассейн Прибалтики происходил с северо-запада и севера — с Балтийского щита. Морфологические особенности зерен, наличие в песчаниках обломков каолинизированных пород, кварцитов и гранитоидов, а также состав и ориентировка терригенно-минералогических зон и увеличение содержания микроэлементов в осадках прибрежно-морской равнины указывают на разнообразие и относительную близость источников сноса. Основной областью питания являлись, по-видимому, эродируемые хребты норвежских каледонид, дававшие наиболее грубозернистый и свежий обломочный материал в северо-западные районы Прибалтики. Наряду с гранитоидными, метаморфическими и терригенными породами размывались очень выветрелые отложения. Преобладание более тонкозернистого обломочного материала и некоторое улучшение его сортировки и окатанности в восточных районах бассейна седиментации обусловлено не только удаленностью от западного источника сноса, но и тем, что на этом участке больше ощущался привнос из северных и юго-восточных источников питания, где размывались в основном глинисто-карбонатные толщи ордовика и силура.

Климат кемерского времени, судя по совокупности особенностей осадков, был тропическим, с периодами большой влажности. О жарком климате свидетельствуют комплекс красноцветных отложений прибрежно-морской равнины, признаки выпаривания водоемов и растрескива-

ния илов, наличие железисто-доломитовых стяжений, особенно обильных в позднекемерских образованиях западной части Средней Прибалтики, существование тепловодного морского бассейна в восточных ее районах. На существование периодов высокой влажности указывает наличие кратковременных водотоков с ограниченной аккумулятивной деятельностью и мелких водоемов со спокойными условиями осадконакопления и богатой растительностью по берегам: только в условиях жаркого и обильно влажного климата могли происходить процессы интенсивного глинообразования, связанные с выветриванием кислого типа и поступлением в воды углекислого газа, продуктов разложения растительных остатков [73]. Периодическое повышение влажности тропического климата могло обусловливаться периодами обильных ливневых дождей. По всей вероятности, климат кемерского времени был муссонного типа.

ПЯРНУСКОЕ ВРЕМЯ

В пярнуских отложениях ярче, чем в образованиях кемерского времени, отразились изменения условий осадконакопления от континентальных к морским, что связано с дальнейшим проникновением на территорию Прибалтики морского бассейна из центральных районов платформы. Район распространения пярнуских осадков можно разделить на три литолого-фациальные зоны. В восточной части Прибалтики развиты мелководные и глубоководные морские отложения, а морской бассейн унаследован с кемерского времени, но занимал несколько большую площадь. В западных районах Прибалтики распространены прибрежно-морские отложения, близкие к осадкам раннекемерского времени. Снизу вверх по разрезу и с востока на запад по площади этой зоны наблюдается постепенное изменение условий в сторону расширения морской среды седиментации. В раннепярнуское время (I и II ритмы) в западных районах Прибалтики происходило значительное оживление режима седиментации по сравнению с позднекемерским временем. Отлагались наиболее мощные слои грубозернистых песчаников с прослоями конгломератов, алевролитов и глин и разнообразной слоистостью. В среднепярнуское время (III ритм седиментации) условия осадконакопления были более спокойными: отлагались более равномернозернистые песчаники с крупной горизонтальной слоистостью, алевролиты и глины с включениями песчаного материала и растительными остатками. Отложения позднепярнуского времени (IV ритм седиментации) на большей части Западной Прибалтики являются уже морскими образованиями (см. рис. 18, 19). Это мелкозернистые кварцево-трохилисковые песчаники с карбонатным цементом и палевые известняки или серо-зеленые карбонатные глины. Представляемая литолого-палеогеографическая карта (рис. 20) отражает усредненный характер развития условий седиментации в пярнуское время.

1-я зона прибрежно-морских глинисто-алевритопесчаных осадков расположена (как и в кемерское время) в западной части территории Прибалтики, но занимает меньшую площадь.

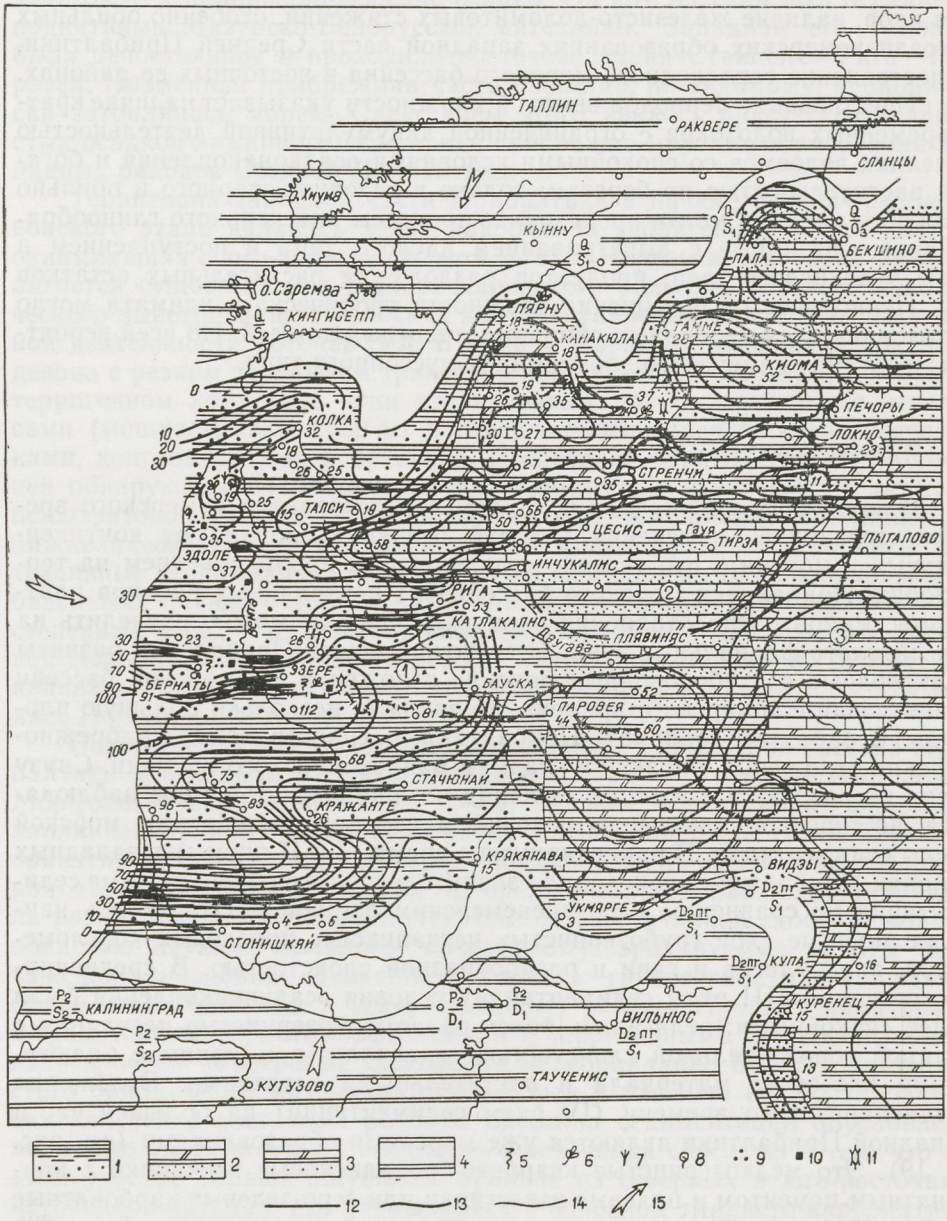


Рис. 20. Литолого-палеогеографическая карта пярнуского времени: *1* — прибрежно-морские глинисто-алеврито-песчаные осадки; *2* — карбонатно-глинисто-песчаные осадки морского мелководья; *3* — глинисто-карбонатно-песчаные осадки относительно глубоководной части морского бассейна; *4* — область сноса; *5* — ходы илоедов; *6* — расти-

Отложения более грубозернистые. Песчаники (60—80% объема разреза) слюдисто-кварцевые желтовато-белого цвета, разнозернистые (0,05—5 мм). Преобладают мелкозернистые плохо сортированные разности (S_0 1,6—2,65). Обломочный материал угловатый (до 20%) и полуокатанный (70—80%), причем окатанность хуже, чем в песчаниках кемерской свиты, с матовой поверхностью. Часты зерна кварца с железистой оторочкой. Окатанность зерен увеличивается с запада на восток (при приближении к зоне морских осадков) и снизу вверх по разрезу. Слюда часто концентрируется в тонкие прослойки. Чешуйки слюды мелкие, округлой формы и более или менее постоянного размера (около 1 мм), в различной степени деформированные. Преобладает мусковит. Песчаники в прослоях, обогащенных слюдой (до 35% объема породы), более глинистые. Полевого шпата 2—5%. Встречаются шлиховые скопления (1—2% обломочного материала) хорошо окатанных зерен турмалина, ильменита совместно с магнетитом и граната. Цемент в песчаниках (10—20%) глинистый, железисто- или доломитово-глинистый порового или контактового типа. Глина гидрослюдистая в различной степени каолинизирована (изредка до полного замещения белым каолинитом). Ожелезнение сгусткового или сетчатого характера. Распределение цемента в песчаниках неравномерно. Встречаются участки с повышенной глинистостью и мелкие прерывистые линзы голубоватой песчанистой глины. Повсеместно в песчаных отложениях, особенно в нижней части разреза (I и II ритмы), наблюдаются прослойки с включениями гравия кварца, окатышей алевритистой глины, гальки ожелезненного крупнозернистого песчаника и доломита, прослои песчанистого конгломерата. Галька (до 5 см) с шероховатой поверхностью уплощенная, часто овальной формы, иногда обломана на концах, что характерно для условий с сильным механическим истиранием. Как в песчаниках, так и в конгломератах галька и гравий концентрируются в тонкие горизонтальные прослои. В прослоях конгломерата встречаются карбонатно-железистые стяжения темно-бурого цвета с мелкой (до 0,5 см) галькой алевролита и тонкозернистого песчаника. Возможно, это остатки корочек поверхностного закаливания осадка. Часто отмечаются мелкий детрит ихтиофауны, выветрелый, со стертой поверхностью, а также обуглившиеся растительные остатки. Слоистость в песчаниках преимущественно косая, диагональная и линзовидная, реже горизонтальная. Встречаются рябь на плоскостях наслоения и размывы слойков.

Разнородность состава песчаных отложений (преобладание грубозернистой разности с разнообразной хорошо окатанной галькой), пестрота их структурно-текстурных особенностей и включений характерны для образований потоков [93, 28]. Слабая окатанность и малая механическая дифференциация обломочного материала, а следовательно, и

тельные остатки; *7* — «журавчики» по корешкам растений; *8* — трохилиски; *9* — скопления железорудных бобовин; *10* — железисто-карбонатные стяжения; *11* — трещины усыхания; *12* — изопахиты; *13* — граница области сноса; *14* — граница литолого-фациальных зон; *15* — направление сноса обломочного материала.

плохая его сортировка указывают на значительную транспортирующую их способность. В западной окраине зоны (Павилоста—Приекуле) обломочный материал в основном угловатой и полуокатанной формы. Окатанность и сортировка улучшаются с запада на восток; в том же направлении увеличивается содержание зерен кварца с матовой поверхностью, что указывает на близость области сноса к западной окраине бассейна седиментации и о силе (скорости) водных потоков, быстро истиравших обломочный материал на таком коротком расстоянии (Вентспилс—Лиепая—Рига). Следовательно, на протяжении большей части пярнуского времени в западной части Средней Прибалтики существовали крупные водотоки, совершавшие перенос песчаных осадков. Улучшение окатанности и сортировки обломочного материала снизу вверх по разрезу указывает на постепенное увеличение расстояния переноса от области денудации к концу пярнуского времени и на быстрое продвижение морского бассейна из восточных районов Прибалтики.

В этой фациальной зоне песчаники концентрируются в три вытянутых в субширотном направлении литологических поля: 1) район Пилтене—Колка—Энгуре вблизи северной границы бассейна осадконакопления; 2) район Приекуле—Эзере—Елгава; 3) район Кражанте—Крякянава (вблизи южной границы бассейна). Содержание песчаников в них 70—90% объема пород. Здесь отмечается также наиболее разнозернистый материал. По-видимому, перенос песчаного материала в пярнуском бассейне осадконакопления осуществлялся тремя мощными потоками в направлении с северо-запада на восток и отчасти с юга и юго-запада (из районов поднятий Мазурско-Белорусской антеклизы). В районе Салацгрива—Рига—Паровея эти поля сливаются в одно узкое субмеридионально ориентированное поле. Эта линза песчаников (свыше 90% общего объема отложений) отнесена нами к краевой части зоны морских образований. Судя по конфигурации, она, по-видимому, является дельтовым конусом.

Алевролиты и глины среди песчаников образуют прослои, линзы невыдержанной мощности и составляют 10—35% объема разреза (см. рис. 15, 19). Встречаются прослои глинистых доломитовых мергелей. Вследствие значительной примеси песчаного материала (скопления зерен, линзочки и прослойки) глинистые породы имеют слабую сортировку (S_0 1,9—3,3). Обломочный материал полуокатанный и окатанный, зерна слабоудлиненные, большей частью хаотично ориентированные; преобладает кварц. Содержание полевых шпатов 3—17%, слюды 4—59%. Глинистый материал гидрослюдистого состава. Наблюдаются скопления плотных округлых железорудных бобовин и лимонита, мелкий ожелезненный растительный детрит, ходы илоедов. Преобладает тонкая горизонтальная слоистость или переслаивание типа ленточных глин. Характерна сложная система мелких трещин усыхания. Встречены ядра пелеципод и остракод, створки эстерий и остатки ихтиофауны: *Psammolepis (Schizosteus) toriensis, Schizosteus* sp., *Byssacanthus* sp., *Antiarchi* inc. gen., *Acanthodii* inc. gen., *Crossopterygii* in c. gen., *Osteolepis* sp. На территории Западной Литвы (скв. Крякянава, Гаргждай) обнаружены *Schizosteus heterolepis, Byssacanthus* sp., *Devononchus concinnus,*

Porolepis s p. Наличие такого комплекса раковинных организмов и рыб *Schizosteus, Psammolepis* указывает на значительную опресненность водоемов [79]. Кистеперые рыбы *Crossopterygii* — это, в основном, пресноводные заякоривающиеся формы, дышавшие также атмосферным воздухом [53]. Жизнь их была связана с опресненными водоемами, подвергавшимися периодическому высыханию.

В ториских песчаниках на р. Пярну, относимых К. Орвику к речным образованиям [58], найдены остатки того же комплекса ихтиофауны — *Byssacanthus dilatatus*, *Actinolepis tuberculata, Homostius* s p., *Porolepis posnaniensis, Porolepis* s p., *Asterolepis* s p., обломки псилофитов *Asteroxylon* s p., *Aneurophyton* s p., *Analacophycus sulcatus, Analacophycus* s p., *Nematophycus* s p. Во многих разрезах этой зоны обнаружен богатый комплекс спор, среди которых преобладают гидрофильные формы (плауновые, хвощи и др.).

К отложениям этой литолого-фациальной зоны приурочена гранато-цирконо-ильменитовая терригенно-минералогическая зона с содержанием граната, циркона и ильменита, близким к содержанию их в кемерских отложениях этой же территории и более или менее постоянным по всему разрезу [92]. Гранат и циркон в этой зоне менее окатаны, чем в кемерских отложениях и в пярнуских морских осадках восточной части Средней Прибалтики. Сравнительно часто встречаются псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту. Отличительной особенностью этой зоны является наличие небольших участков с повышенным содержанием дистен-ставролитовой ассоциации, турмалина, апатита и роговой обманки или эпидота, что указывает на непостоянные условия осаждения и близость источников сноса. Приуроченность полосы повышенного содержания неустойчивых минералов к зоне центрального потока грубозернистого песчаного материала и увеличение их содержания в направлении с востока на запад (эпидота от 2,4 до 4,8, амфибола от 2,4 до 4,0%) указывают на основной перенос обломочного материала этим потоком, значительную близость западного источника сноса и условия быстрого захоронения осадков. Характер типоморфных разностей породообразующих минералов свидетельствует о существовании нескольких источников питания бассейна осадконакопления, где основным все же был западный источник сноса.

Для отложений этой литолого-фациальной зоны характерно пониженное и очень непостоянное содержание большинства малых, редких и рассеянных элементов по сравнению с кемерскими осадками этого района [46]. Это свидетельствует об интенсивном перемыве осадков, очень непостоянной и сильной динамике среды. Повсеместно в этих отложениях наблюдается повышенное содержание фосфора (0,0098%) и некоторых окислов. В зоне северного потока песчаного материала отмечается увеличенное содержание Cu, Pb, Zr. В зоне центрального потока (Приекуле—Энгуре—Видрижи) в отложениях повышено содержание Ti и Zr. В субмеридиональной полосе, относимой нами к образованиям дельтового конуса, отмечается очень пестрый состав окислов и микроэлементов. Глинистые и песчаные отложения этой зоны имеют очень незначительную битуминозность (менее 0,01% битума, извлеченного хлоро-

формом), и лишь в IV ритме (Эзере) содержание битума в прослое алевролитов с растительными остатками достигает 0,05%.

Таков характер отложений пярнуского горизонта западной части Средней Прибалтики. Несмотря на наличие изменений литологических особенностей (от характерных для условий континентальных водоемов до морских), по преобладающим условиям осадконакопления отложения относятся к равнинным прибрежно-морским образованиям.

2-я зона карбонатно-глинисто-песчаных осадков морского мелководья. В восточных районах Средней Прибалтики морской бассейн унаследован от кемерского времени. Отложения здесь представлены в основном песчаными осадками (65—95% объема разреза), но они существенно отличаются строением от прибрежно-морских образований по содержанию прослоев глин, мергелей, доломитов и морской фауны (см. рис. 16, 17). Песчаники слюдисто-кварцевые, преимущественно тонко- и мелкозернистые, значительно лучше сортированы, чем в первой зоне (S_o 1,3—1,7). В нижней части разреза цемент в них (10%) в основном глинистый гидрослюдистый, пленочного типа, иногда сгустковый. Вверх по разрезу содержание цемента увеличивается до 20—25%. Наряду с глинистым часто встречается цемент глинисто-доломитовый и доломитовый сгустковый. Участками в песчаниках наблюдаются линзовидные прослои, обогащенные скрытокристаллическим доломитом (40—60%). Песчаник при этом постепенно переходит в песчанистый доломит, составляющий до 20% разреза этой зоны.

Обломочный материал кварцевый равномернозернистый (медианный размер до 1,7 мм) полуокатанной и хорошо окатанной формы с блестящей полированной поверхностью. На западе в прибрежной полосе песчаники крупнозернистые и хуже сортированные; встречаются зерна угловатой формы с матовой поверхностью или ожелезненные. В восточных районах сортировка обломочного материала вверх по разрезу улучшается, а степень слюдистости песчаников повышается от 10—15% в низах до 40% в кровле горизонта. Обычно слюда концентрируется в серию тонких (1—2 мм) горизонтальных прослойков и линзочек, неравномерно распределенных по слою песчаника. Слюда имеет очень разнообразные размеры и форму чешуек. Преобладает мусковит, реже в различной степени выветрелый биотит, изредка (до 5%) встречаются агрегаты гидрослюды. Полевые шпаты очень редки (до 5%), буроватозовые прямоугольной формы, иногда каолинизированы. В самых верхах разреза (IV ритм) в песчаниках их содержание увеличивается до 10%; появляется серый плагиоклаз с черными точечными включениями. Характерна шлиховая (до 80% тяжелой фракции) концентрация граната в тонкие линзовидные прослойки, часто совместно с рудными минералами (до 5%), амфиболами и турмалином. На плоскостях наслоения встречаются мелкие (2—5 мм) окатанные обломки ихтиофауны со стертой скульптурой, а также раздробленные раковины лингул. Залегают эти остатки горизонтально по слоистости. Характерны редкие включения мелкой (0,3—1,2 см) гальки голубоватого глинистого алевролита и карбонатной глины, белого доломита. Галька плоская с гладкой поверхностью, ориентирована по слоистости, характерной для морских мелко-

водных отложений: горизонтальная, волнистая, иногда пологокосая, перемежающаяся с горизонтальной; встречаются поверхности размыва слоев или рябь [4].

Глинистые и карбонатные отложения образуют редкие маломощные прослои среди песчаников (см. рис. 19). Глины алевритистые гидрослюдистые, чешуйчатого строения, с неравномерной концентрацией алевропесчаного материала и линзовидными прослойками глинистого алевролита. На плоскостях наслоения встречаются мелкий пиритизированный растительный детрит, скопления железорудных бобовин и лимонита. Доломиты и мергели глинистые тонко-горизонтальнослоистые. В кровле отложений пярнуского горизонта повсеместно наблюдается слой палевого известняка крупнозернистой структуры с линзовидными прослойками глин, скоплениями битуминизированного органического вещества и трохилисков. Часто верхняя часть слоя известняка брекчирована или пронизана сетью трещин усыхания.

Для всех отложений этой литолого-фациальной зоны характерно пониженное, по сравнению с осадками предыдущей зоны, содержание полевого шпата в обломочном материале, что, возможно, обусловлено быстрым его истиранием в прибрежной полосе морского бассейна. Здесь также значительно увеличено количество граната (до 80,3% тяжелой фракции), что характерно для прибрежных морских осадков. На этой площади выделяется цирконо-ильменито-гранатовая терригенно-минералогическая зона, содержание граната в которой снижается в направлении на северо-восток при увеличении содержания циркона. Гранат в этой зоне слабее окатан, чем в отложениях прибрежно-морской равнины. Примечательно, что в меридиональной полосе максимальной концентрации песчаного материала, расположенной на границе двух литолого-фациальных зон западной и восточной частей Средней Прибалтики и относимой нами к образованиям дельтового конуса, наблюдается смешение материала двух терригенно-минералогических зон — западной и восточной. Так, в скв. Катлакалнс в отложениях I ритма выделяется гранато-цирконо-ильменитовая ассоциация, характерная для западной литолого-фациальной зоны, а в осадках II, III и IV ритмов — цирконо-ильменито-гранатовая ассоциация восточной зоны [92]. Это еще раз подтверждает дельтовый генезис осадков на площади меридиональной линзы песчаников и трансгрессивный характер морского бассейна.

В отложениях этой литолого-фациальной зоны отмечаются более высокое содержание Mn, Ba, Sr, V, Co, Cu, Pb, Zn, Yb, CaO, MgO, K_2O и более высокие потери при прокаливании по сравнению с прибрежно-морскими отложениями западной части Средней Прибалтики. Характерно также отсутствие четкой дифференциации их содержания по литологическим разностям, что указывает на одинаковые и постоянные условия осадконакопления.

В песчаниках IV ритма западной окраины зоны часты скопления *Trochiliscus* s p., *Sycidium* s p. Они встречаются преимущественно в разрезах, приуроченных к северной и западной частям этой литолого-фациальной зоны, т. е. в прибрежных участках, в местах наибольшего опреснения и лучшей циркуляции вод этого мелководного бассейна. Оогонии

Charophyta, Trochiliscus sp., *Sycidium* sp. отмечены также в скважинах Локновской структуры на северо-востоке зоны [60]. Кроме того, среди органических остатков обнаружены *Estheria membranacea,* скопления брахиопод *Lingula* cf. *bicarinata,* остракоды *Leperditia geographica,* ихтиофауна *Schizosteus heterolepis, Schizosteus* sp., *Psammolepis toriensis, Tartuosteus* sp., *Homostius* sp., *Archaeacanthus quadrisulcatus, Actinolepis tuberculata, Asterolepis* sp., *Acanthodii* gen. et sp. indet., *Haplacanthus* sp., *Devononchus concinnus, Byssacanthus dilatatus, Bys. brenulatus, Glyptolepis* sp., *Onychodus* sp., *Porolepis* sp., *Osteolepididae* inc. gen., *Dipterus* sp. Среди рыб преобладают пресноводные виды. Часто встречаются скопления обуглившихся остатков псилофитов, пиритизированных сине-зеленых (?) водорослей и комплекс спор различных растений.

Особенности состава и строения дают основание относить отложения этой литолого-фациальной зоны к образованиям мелководного бассейна с условиями осадконакопления, близкими для всей площади зоны. По всей вероятности, это была прибрежная часть морского бассейна, которая отличалась пониженной соленостью вод.

В районе Видрижи, Салацгрива, Друвас, Холдре, Лаанеметса выделяется поле чистых песчаников, которые отвечают требованиям полезных ископаемых для стекольной промышленности (95% полезной фракции 0,25—0,1 мм, кварцевые, с незначительной примесью полевого шпата и слюды). Тяжелой фракции в них менее 1,5%, Fe_2O_3 до 1,6% и Al_2O_3 до 5,9%. Мощность слоя 18—31 м, глубина залегания от поверхности около 200 м на севере до 309 м (скв. Видрижи) на юге.

3-я зона глинисто-карбонатно-песчаных осадков относительно глубоководной части морского бассейна, более богатая фаунистическими остатками, занимает значительно большую площадь, чем в кемерское время (см. рис. 18, 20). Состав отложений тот же, что и в предыдущей зоне, но количество и мощность прослоев глинистых и карбонатных пород среди песчаных отложений увеличены. В обломочном материале больше неустойчивых минералов (полевого шпата до 27,8%, слюды 23,5%, апатита 8%), что свидетельствует о более спокойных условиях седиментации, чем в прибрежной мелководной зоне бассейна. В восточном направлении увеличиваются тонкозернистость, глинистость и карбонатность песчаников; комплекс фауны в них разнообразнее, чем в предыдущей зоне. Здесь встречены остатки остракод: *Cavellina* ex. gr. *explicita, Cavellina* sp., *Semilukiella indicans.* В разрезах района Локно встречены *Leperditia geographica, Aparchites* sp. nov., в скв. Кривичи — *Estheria membranacea,* скопления трохилисков и комплекс спор, сходных со спорами ряжского горизонта Московской синеклизы (материал Л. Б. Паасикиви 1963 г.). Судя по фаунистическим находкам, морской бассейн, открывавшийся в сторону Московской синеклизы и Припятской впадины, имел пониженную соленость вод.

Климат пярнуского времени, как и кемерского, был тропическим, но более равномерно влажным. Обилие солнечной радиации способствовало пышному расцвету наземной растительности. Так, харовые водоросли

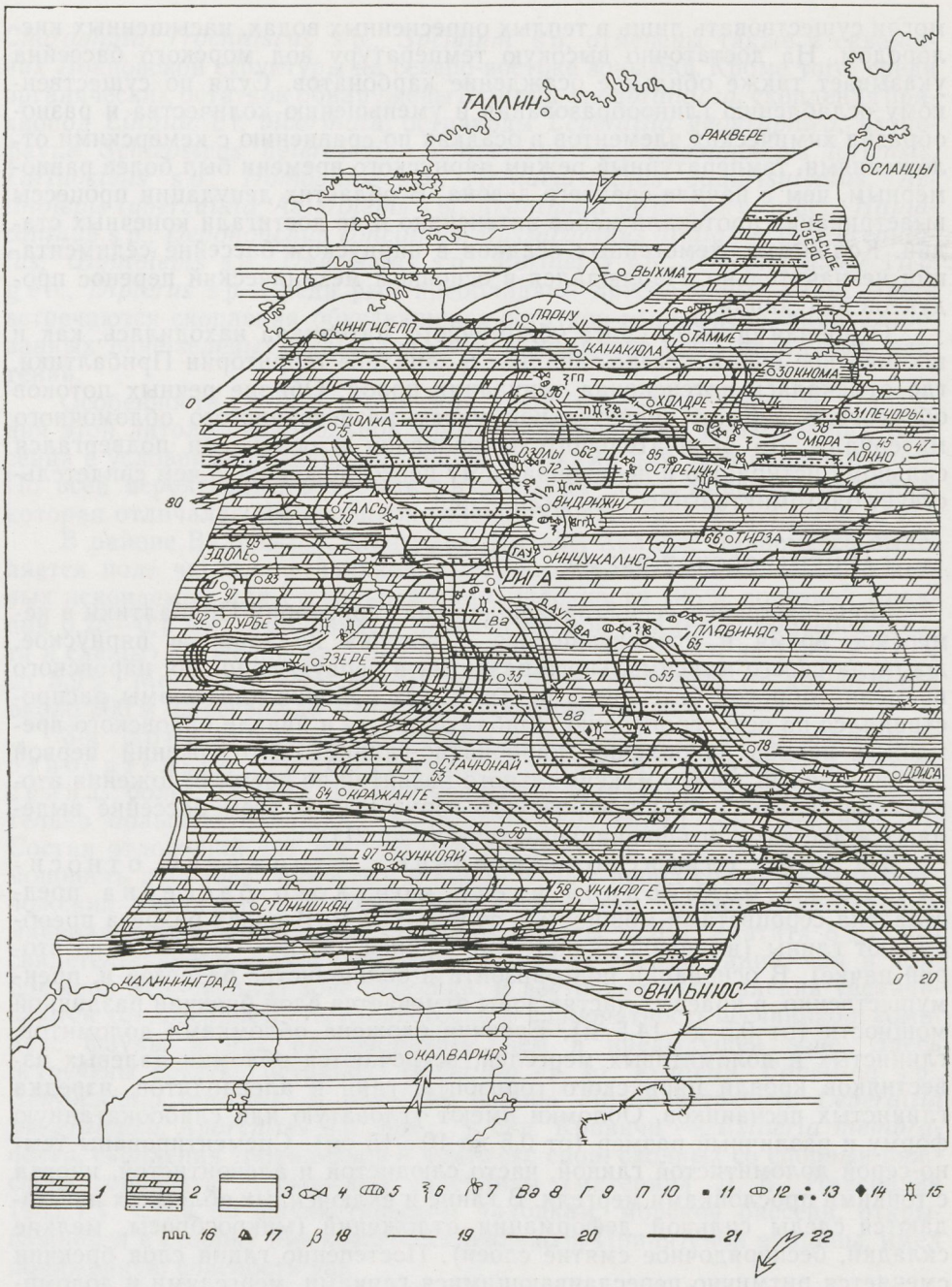
могли существовать лишь в теплых опресненных водах, насыщенных кислородом. На достаточно высокую температуру вод морского бассейна указывает также обильное осаждение карбонатов. Судя по существенному ослаблению глинообразования и уменьшению количества и разнообразия химических элементов в осадках по сравнению с кемерскими отложениями, температурный режим пярнуского времени был более равномерным, чем в начале среднего девона. В областях денудации процессы выветривания протекали менее интенсивно и не достигали конечных стадий. Количество хемогенных осадков в пярнуском бассейне седиментации незначительно. Наблюдался в основном механический перенос продуктов денудации.

Основная область сноса обломочного материала находилась, как и в кемерское время, северо-западнее и западнее территории Прибалтики, где отмечалась интенсивная денудация пород. Обилие речных потоков обусловило перенос значительной массы разнозернистого обломочного материала. До окончательного захоронения в осадке он подвергался сильному истиранию и неоднократному переотложению, о чем свидетельствует олигомиктовый состав отложений.

РАННЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ

Морская трансгрессия, начавшаяся на территории Прибалтики в кемерское время и продвигавшаяся с востока на запад в пярнуское, достигла своего максимального развития в первую половину наровского времени. Морской бассейн из центральных районов платформы распространился на всю территорию Прибалтики уже в начале наровского времени, в период накопления карбонатно-глинистых отложений первой пачки, и достиг своего максимального развития во время отложения второй (мергельной) пачки наровского горизонта. В этом бассейне выделяются две литолого-фациальные зоны (рис. 21).

1-я зона глинисто-мергельных отложений относительно глубоководной части морского бассейна представлена сероцветами мощностью от 60 до 97 м. В низах разреза преобладают глины (в первой пачке), а в верхней части — мергели (во второй пачке). В основании подгоризонта в большинстве разрезов и, преимущественно, в краевых частях зоны отмечается слой брекчии различной мощности (от 0,5 до 14,5 м). Брекчия сложена обломками доломитов, глинистых и доломитовых мергелей, встречаются обломки палевых известняков кровли пярнуского горизонта, глин и алевролитов, изредка глинистых песчаников. Обломки имеют угловатую или слабоокатанную форму и различный размер (от 0,5 до 10—15 см). Сцементированы темно-серой доломитистой глиной, часто слюдистой и алевритистой, иногда с тонкими прослойками мергеля. В глине и включенных обломках наблюдаются следы сильной деформации отложений (микросбросы, мелкие складки, беспорядочное смятие слоев). Постепенно глина слоя брекчии сменяется ритмично переслаивающимися глинами, мергелями и доломитами (мощность слоев 0,1—0,7 м). Все разновидности отложений этой зоны очень глинистые и доломитистые с несколько повышенным содер-



1 2 3 4 5 6 7 Ва 8 Г 9 П 10 11 12 13 14 15

16 17 18 19 20 21 22

жанием барита (до 4,6% тяжелой фракции). Встречается также глауконит. Отмечается повышенное содержание полевого шпата (9,2—23,5%).

Мергели составляют 50—70% разреза. Распространены как глинистые, так и доломитовые разности (35—75% объема породы) с небольшой примесью обломочного материала. Они, как и глины, горизонтально-тонкослоистые. Изредка наблюдаются волнистая слоистость, следы оплывания и неравномерного выветривания осадка, трещины усыхания, заполненные алеврито-доломитовым или глинистым материалом. На плоскостях наслоения встречаются пиритизированные растительные остатки, мелкий детрит фауны, ходы илоедов и различной крупности отпечатки или глиптоморфозы по кристаллам каменной соли.

Доломиты среди отложений этой зоны составляют не более 10% (лишь в скв. Кункояй до 20% объема разреза) и, как правило, заканчивают набор отложений большинства ритмов зоны. Они в основном глинистые (нерастворимого остатка 5—22%) микро-, тонко- или криптозернистые, массивные, реже неяснослоистые. В кровле слоев часты небольшие размывы, скопления мелкого растительного детрита или остатков фауны, примазки глины. На плоскостях наслоения (особенно в нижней половине подгоризонта) встречаются скопления мелких скорлуповатых конкреций кремня.

В основании второй пачки повсеместно залегает слой тонкозернистого или алевритистого песчаника с глинисто-доломитовым или глинисто-гипсовым цементом, иногда с мелкой хорошо окатанной галькой зеленой глины, мергеля и доломита и мелкогравийными зернами кварца, с неясной горизонтальной слоистостью. По отношению ко всему разрезу этой зоны песчаники составляют менее 10% и для характеристики условий осадконакопления особого значения не имеют, поэтому в наборе пород на карте не показаны (рис. 22, см. рис. 15, 29).

Отложения бедны органическими остатками. В основном это бентосные организмы — эвригалинные тонкостенные лингулы, обитавшие на глинистом субстрате в наиболее спокойных и глубоководных участках водоема. Ихтиофауна представлена *Asterolepis estonica, Glyptolepis quadrata, Osteolepididae* inc. gen., *Dipterus* sp. и *Orvikuina* sp. Преобладают эвригалинные виды, примечательно наличие в отложениях низов первой пачки наровского горизонта двоякодышащих рыб (дипной), которые обычно заселяли мелководные зоны бассейнов.

Бассейн в начальную стадию осадконакопления был, видимо, сравнительно мелководным, но постепенно углублялся, в связи с чем меня-

---

Рис. 21. Литолого-палеогеографическая карта ранненаровского времени: *1* — глинисто-мергельные отложения относительно глубоководной части морского бассейна; *2* — терригенно-карбонатные осадки мелководной части морского бассейна; *3* — область сноса; *4* — ихтиофауна; *5* — лингулы; *6* — ходы илоедов; *7* — остатки растений; *8* — барит; *9* — гипс; *10* — пирит; *11* — скопления лимонита; *12* — кремневые конкреции; *13* — скопления железорудных бобовин; *14* — глиптоморфозы по каменной соли; *15* — трещины усыхания; *16* — размывы слоев; *17* — брекчия; *18* — следы оплывания (смещения) осадка; *19* — граница области сноса; *20* — граница литолого-фациальных зон; *21* — изопахиты; *22* — направление сноса обломочного материала.

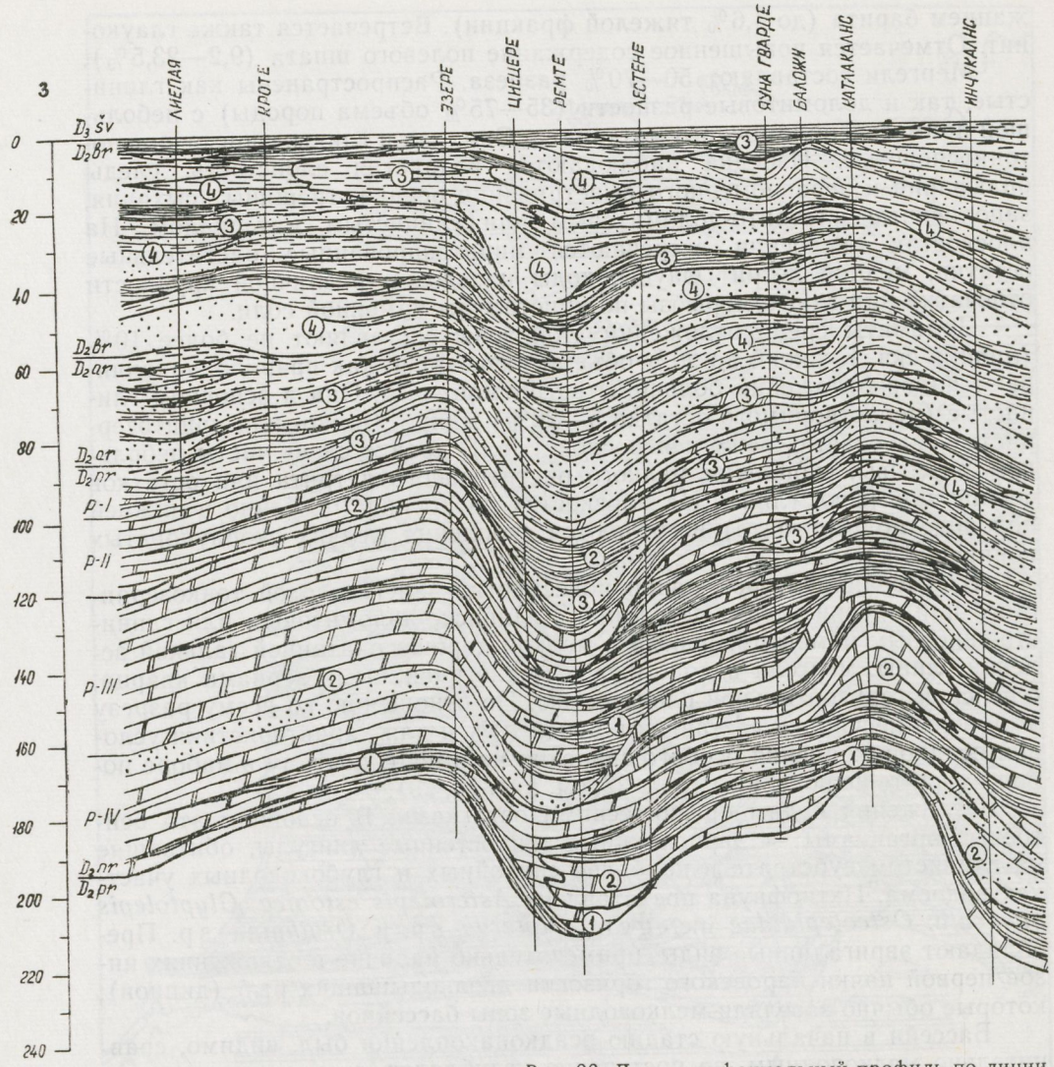
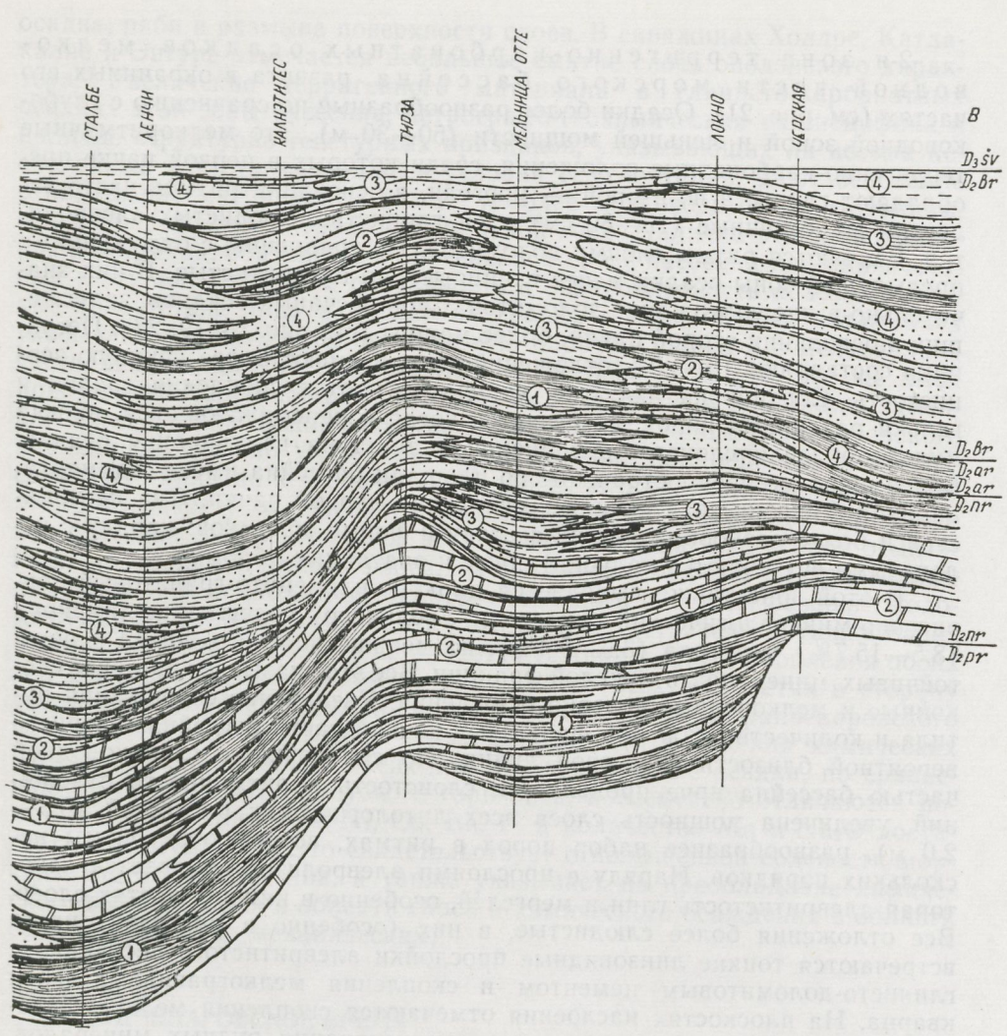


Рис. 22. Литолого-фациальный профиль по линии Лиепая—Инчукалнс—Черская.

Условные обозначения см. на рис. 15.

лись и условия седиментации. Характерна значительная и повсеместная загипсованность карбонатно-глинистых отложений (гнезда и прослойки гипса и ангидрида), появляющаяся в верхах первой пачки, усиливающаяся в нижней (большей) части второй пачки и убывающая к ее кровле. Вверх по разрезу наблюдается более монотонное переслаивание литологических разностей, увеличивается количество глиптоморфоз по кристаллам каменной соли и скоплений мелкокристаллического пирита; структурно-текстурные особенности становятся более однообразными,



палеонтологические остатки почти не встречаются. Эта совокупность признаков указывает на приуроченность отложений верхов первой и второй пачек ко времени максимального развития условий глубоководности ранненаровского бассейна. Двухвалентная форма железа в этих осадках свидетельствует о преобладании восстановительных условий, а наличие гипса, глиптоморфоз по каменной соли и скорлуповатых скоплений кремния — о резком увеличении солености морских вод по сравнению с пярнуским бассейном.

2-я зона терригенно-карбонатных осадков мелководной части морского бассейна развита в окраинных его частях (см. рис. 21). Осадки более разнообразные по сравнению с глубоководной зоной и меньшей мощности (50—30 м). Это мелкоритмичные терригенно-карбонатные отложения, среди которых в первой пачке преобладают глины, а во второй — мергели, в основании ритмов часто залегают маломощные (10—80 см) слои глинистых слюдистых алевролитов. Венчаются ритмы слоями доломитов. По сравнению с отложениями предыдущей зоны осадки менее глинистые, но алевритистые. В них значительно выше содержание доломитов. Слои песчаных осадков, залегающих в основании второй пачки, более мощны (см. рис. 15, 19, 22). Песчаники составляют 15—20% отложений зоны и имеют более крупную зернистость. Сортировка их хуже, чаще отмечаются скопления гравия и гальки различных пород, встречается косая и перемежающаяся, иногда мульдообразная слоистость волнений и текстура взмучивания осадка. Более широкое распространение по площади бассейна имеет седиментационная брекчия, залегающая в основании первой пачки. Она песчанистая и более разнообразная по составу и форме обломков: наряду с угловатыми встречаются полуокатанные и окатанные обломки.

В этой зоне также выделяется цирконо-ильменито-гранатовый терригенно-минералогический участок. Увеличено содержание циркона (8,5—15,7%) и рутила (3,6—5,4%), но меньше полевого шпата и неустойчивых минералов в тяжелой фракции. Все это указывает на менее спокойные и мелководные условия осаждения. Увеличение содержания рутила и количества тяжелой фракции в южной части бассейна говорит о вероятной близости береговой линии. По сравнению с глубоководной частью бассейна ярче проявляется слоистость и ритмичность отложений, увеличена мощность слоев всех литологических разностей (0,3—2,0 м), разнообразнее набор пород в ритмах, встречаются ритмы нескольких порядков. Наряду с прослоями алевролитов отмечается некоторая алевритистость глин и мергелей, особенно в нижних частях слоев. Все отложения более слюдистые, в них (особенно в мергелях) часто встречаются тонкие линзовидные прослойки алевритистого песчаника с глинисто-доломитовым цементом и скопления мелкогравийных зерен кварца. На плоскостях наслоения отмечаются скопления мелких железорудных бобовин и неравномерная концентрация рудных минералов, тонкие (2—3 мм) прослойки лимонита. Чаще встречаются фаунистический детрит и растительные остатки, значительно больше следов илоедов, иногда сплошь пронизывающих отдельные слои алевролитов и мергелей. Фауна более разнообразна, кроме бентосных форм широкое развитие имеют нектонные организмы. Одновременно с эвригалинными видами отмечается большое количество эврибионтных и пресноводных форм. Обломки фауны часто окатанные, деформированные и трещиноватые. В разрезах скважин Холдре, Сеце и Бабите встречаются трохилиски.

Наряду с текстурой взмучивания осадка наблюдается пятнистость, обусловленная неравномерностью ожелезнения, и оолитовая текстура (в мергелях). Часты трещины усыхания, следы оплыва и выветривания

осадка, ряби и размыва поверхности слоев. В скважинах Холдре, Катлакалнс и Энгуре отмечается небольшое смятие слоев оползневого характера. Увеличение терригенного материала в глинисто-карбонатных осадках этой зоны бассейна, петрографо-геохимическая их специфика и наличие структурно-текстурных признаков, указывающих на весьма неспокойные и часто менявшиеся условия седиментации, дают основание относить рассматриваемые осадки к более мелководным образованиям, чем в предыдущей литолого-фациальной зоне. Наличие в них трохилисков и остракод, обитавших в опресненной среде бассейна или привнесенных в эту зону, хорошая окатанность и раздробленность обломков фауны, присутствие линз и скоплений гравия в карбонатных отложениях указывают на значительную волновую работу. Однако и в мелководной части бассейн на участках, удаленных от береговых зон, все же имел повышенную соленость вод: осаждались гипс, пирит и кристаллы каменной соли. Максимальное развитие трансгрессии в конце ранненаровского времени обусловило углубление и расширение площади морского бассейна. Это привело к увеличению карбонатного осадконакопления снизу вверх по разрезу отложений мелководной зоны, повышению солености вод бассейна седиментации. В верхах первой пачки и во второй отмечаются прослойки и гнезда гипса, часты глиптоморфозы по кристаллам каменной соли и скопления пирита, особенно в прослоях розового доломита верхов второй пачки. В этих отложениях встречаются также барит и глауконит, что указывает на близость условий осадконакопления обеих зон и направленность развития бассейна во всех его частях в сторону увеличения глубоководности и застойности в конце ранненаровского времени. На это указывают также особенности поведения химических элементов в отложениях обеих зон. Ранненаровские осадки, по сравнению с отложениями пярнуского горизонта, повсеместно отличаются повышенным содержанием Ni, Co, Ba, F, а количество Mn и Na_2O достигает максимума [88]. Это свидетельствует о повышенной солености морских вод всего бассейна, а также указывает на преобладание химического выветривания в области сноса и химического осаждения в области седиментации над механическим.

ПОЗДНЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ

В течение поздненаровского времени происходило быстрое обмеление и опреснение морского бассейна. Глинисто-карбонатные отложения ранненаровского времени сменяются терригенно-карбонатными осадками. Разнообразнее становится их состав и строение, увеличивается количество литолого-фациальных зон в бассейне. Обломочный материал становится более крупным и менее окатанным, чем в нижненаровском подгоризонте, наблюдается некоторое изменение минеральных ассоциаций, хотя общий комплекс минералов остается прежним. Появляются новые терригенно-минералогические зоны, в которых увеличивается содержание неустойчивых минералов. Все это говорит об усилении денудации в области сноса в поздненаровское время, появлении новых источни-

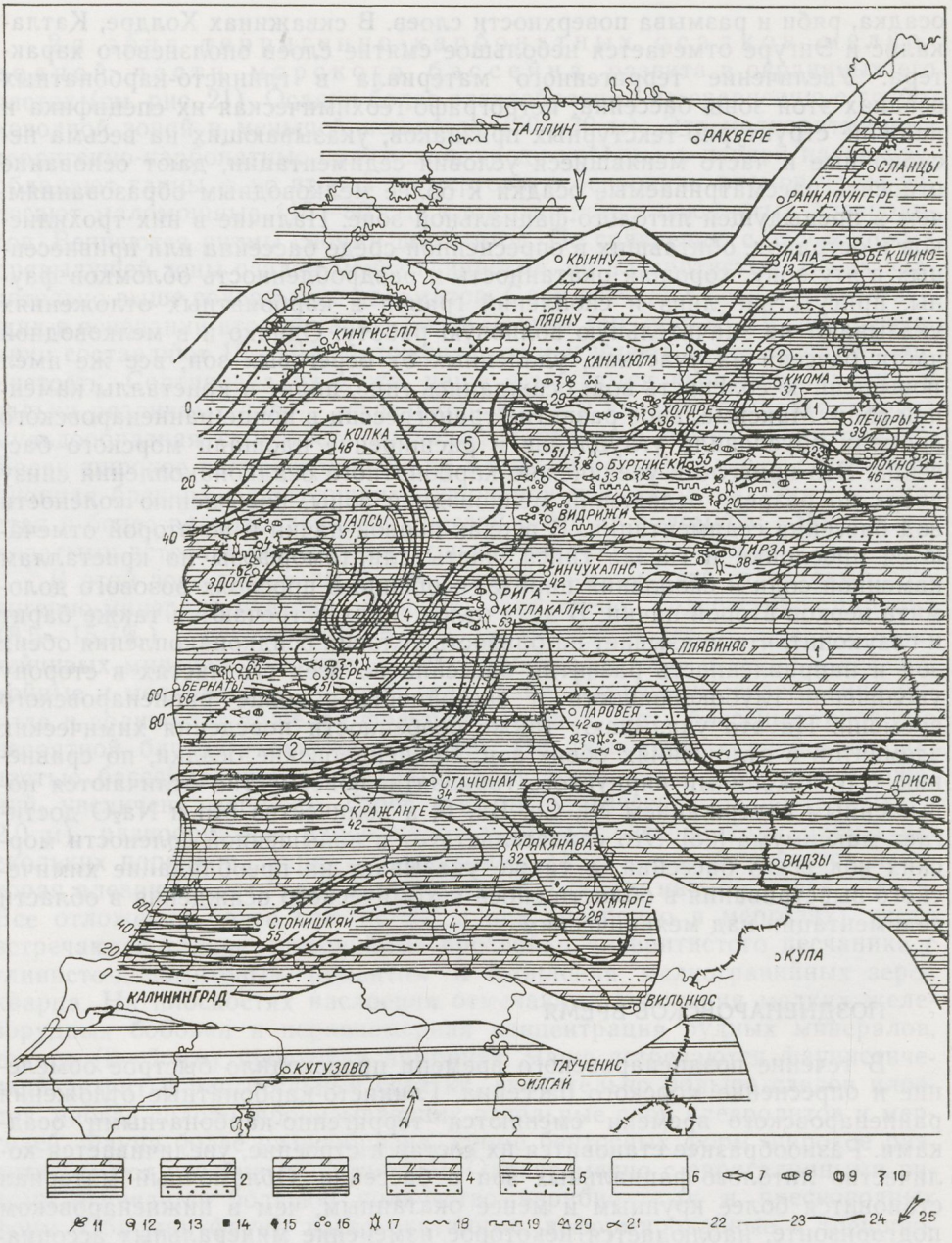


Рис. 23. Литолого-палеогеографическая карта поздненаровского времени. *1* — глинисто-мергельные отложения относительно глубоководной части морского бассейна; *2* — терригенно-карбонатные отложения мелководной части морского бассейна; *3* — загипсованные глинисто-карбонатные отложения застойного участка бассейна; *4* — терри-

ков питания, особенно на Северо-Западе, откуда привносилась цирконо-гранато-ильменитовая ассоциация с высоким содержанием неустойчивых минералов (роговой обманки 1,5—14,5%, эпидота 0,3—14,4%, апатита 2,0—6,9%). Среди рудных минералов увеличено также содержание лейкоксена (4,8—26,7%), образование которого было возможно при значительном выветривании пород в области сноса.

На направленность развития осадконакопления в сторону обмеления и опреснения водоема указывает также характер изменения содержания химических элементов в этих породах. Отложения верхненаровского подгоризонта, как и ранненаровские, характеризуются разнообразием элементов. Снижение их содержания наблюдается снизу вверх по разрезу, причем особенно заметно убывает количество Mn и Na_2O, что указывает на изменение морских условий бассейна в сторону обмеления и опреснения. В глинистых разностях отмечается увеличение Al_2O_3 и кремниевого модуля, что свидетельствует об усилении химического выветривания в области питания. Однако изменение условий седиментации происходило весьма постепенно: терригенно-карбонатные отложения третьей пачки еще очень близки к нижележащим образованиям. Наиболее существенно эти изменения проявились в особенностях карбонатно-терригенных отложений четвертой пачки. В поздненаровском бассейне выделяется пять литолого-фациальных зон (рис. 23).

1-я зона глинисто-мергельных отложений относительно глубоководной части морского бассейна аналогична зоне ранненаровского бассейна, однако занимает значительно меньшую площадь. В зоне также преобладают мергели (60—70% объема разреза), но часты маломощные прослои алевритистых и тонкозернистых песчаников, алевролитов и доломитов. Все литологические разности глинистые и в различной степени доломитовые; в них присутствуют глауконит и гипс, скопления пирита. Преобладающий цвет зеленовато-серый. Переслаивание монотонное мелкоритмичное. Переходы литологических разностей в ритмах постепенные, вверх по разрезу становятся более четкими. Слоистость тонкая.

Остатки фауны многочисленнее и разнообразнее, чем в образованиях этой же зоны ранненаровского времени. Широким распространением пользуются зарывающиеся и подвижные бентические организмы (лингулы, филлоподы, остракоды, пелециподы и черви) [37]. Здесь встречены хорошей сохранности раковины: *Lingula bicarinata Lingula* cf. *bicarinata, Lingula* sp., *Pseudoestheria pogrebovi, Asmussia membranacea, Leperditia* sp.

Многочисленны обломки ихтиофауны (*Coccosteus orvikui, Astero-*

генно-карбонатные отложения прибрежной части морского бассейна; *5* — карбонатно-терригенные отложения полосы периодического осушения; *6* — область сноса; *7* — ихтиофауна; *8* — лингулиды; *9* — филлоподы; *10* — ходы илоедов; *11* — остатки растений; *12* — трохилиски; *13* — глауконит; *14* — скопления лимонита; *15* — глиптоморфозы по каменной соли; *16* — оолиты; *17* — трещины усыхания; *18* — знаки ряби; *19* — размывы слоев; *20* — брекчия; *21* — битум (до 0,01%); *22* — граница области сноса; *23* — граница литолого-фациальных зон; *24* — изопахиты; *25* — направление сноса обломочного материала.

lepis estonica, *Glyptolepis quadrata*, *Osteolepis* sp.). Преобладают лингулы, филлоподы и эвригалинные виды рыб. Встречаются трохилиски.

Небольшое количество механических осадков и резкое преобладание карбонатного и глинистого (в основном коллоидного) материала, а также комплекс фауны и спокойные условия захоронения органических остатков свидетельствуют о значительной удаленности этой зоны моря от суши и большей ее глубоководности, чем окружающие части бассейна. В этой литолого-фациальной зоне наблюдаются наибольшие мощности отложений (30—50 м). Оба участка бассейна, где развиты эти осадки, открыты на восток в сторону Московской синеклизы и являются, по-видимому, окраинной частью глубоководной зоны поздненаровского бассейна центральных районов платформы.

2-я зона терригенно-карбонатных отложений мелководной части бассейна, как и предыдущая, является продолжением развития подобной обстановки ранненаровского бассейна, но распространена значительно шире. Если мелководные терригенно-карбонатные отложения в ранненаровское время были развиты преимущественно по окраинам бассейна, то в поздненаровское они являются уже наиболее распространенными (см. рис. 19, 20). Мощность их более непостоянная, чем в зоне глубоководных глинисто-мергельных отложений (60—35 м в центральных и западных районах и 28—22 м в юго-восточной Эстонии).

В разрезе преобладают мергели (до 60%), но значительно чаще наблюдаются литологические и структурно-текстурные особенности мелководных образований: «замусоренность» карбонатных отложений алевритo-песчаным материалом, частые скопления зерен кварца мелкогравийного размера в глинах, обилие тонких прослойков и скоплений лимонита, железорудных бобовин и карбонатных оолитов. В песчаниках и алевролитах встречаются линзовидно-волнистая слоистость и следы ряби. Наряду со слоистой и оолитовой в мергелях появляется сетчатая, а местами сгустковая структура. Часто отмечаются трещины усыхания и следы неравномерного выветривания осадка, размывы поверхности слоев. На повышенную соленость водоема, унаследованную с ранненаровского времени, указывает наличие скоплений пирита, барита и глауконита. В третьей пачке карбонатные отложения иногда слабозагипсованы, на плоскостях наслоения по кристаллам каменной соли отмечаются глиптоморфозы.

В этой зоне значительно богаче органический мир, чем в глубоководной части бассейна [36]. Широкое развитие имеют как тонкостенные бентосные, так и нектонные формы. Наряду с эвригалинной фауной большое распространение имеют эврибионтные организмы, встречаются пресноводные виды. Кроме беззамковых брахиопод, ядер остракод и пелеципод обнаружены хорошей сохранности раковины филлопод. Обильны различной сохранности обломки ихтиофауны: *Schizosteus* sp., *Crossopterygii* inc. gen., *Archaeacanthus concinnus, Byssacanthus dilatatus, Asterolepis* sp., *Crossopterygii* inc. gen., *Glyptolepis quadrata, Dipterus serratus*. Встречаются скопления трохилисков. Появление в бентосе и нектоне большого количества видов фауны, обитавшей в водах с пони-

женной соленостью, указывает на постепенные значительные изменения газового и солевого режима морского бассейна этой зоны к концу наровского времени, когда стало возможным произрастание харовых водорослей. На мелководье обитали рыбы, приспособившиеся к дыханию жабрами и атмосферным воздухом.

3-я зона загипсованных глинисто-карбонатных отложений застойного участка бассейна (площадь Бауска—Куршеняй—Укмярге) представлена монотонно переслаивающимися зеленовато-серыми глинами и доломитовыми мергелями. Соотношение их в разрезах почти равное или с незначительным преобладанием мергелей. Встречаются маломощные прослойки глинистых доломитов. Отложения сильно загипсованы: прослойки и гнезда гипса отмечаются повсеместно. Наблюдаются многочисленные скопления пирита.

Мощность отложений на всей площади зоны около 30 м, что свидетельствует о стабильности этого участка бассейна. Литологическая монотонность разреза, отсутствие органических остатков и сильная загипсованность указывают на накопление этих осадков в застойной обстановке замкнутого участка морского бассейна, воды которого сильно обогащены сероводородом.

4-я зона терригенно-карбонатных отложений прибрежной части морского бассейна выделяется узкой полосой в северной части поздненаровского водоема и намечается на южной его окраине (см. рис. 23). Мощность ее в северных районах от 20 до 93 м, что объясняется не столько характером отложений, сколько особенностями развития структурного плана территории. В южной части бассейна мощность около 32 м. От мелководных образований эта зона отличается значительно большим содержанием терригенных осадков, относительно низкой их сортировкой и структурно-текстурной пестротой. Отложения представлены ритмично чередующимися песчаниками (10—25%), алевролитами (до 30%) и мергелями (в среднем 40%). Встречаются маломощные прослои доломитов, составляющие не более 10% объема разреза. Характерно наличие глобулярных песчаников, указывающих на неспокойные очень мелководные условия накопления. Отдельные прослои песчаников содержат скопления гальки и гравия. Алевролиты, а часто и мергели имеют значительную примесь песчаного материала и гравия. Распределение их в породах неравномерное (скопления в цементе или линзовидные и прерывистые горизонтальные прослойки). Глинисто-карбонатные отложения часто характеризуются сетчатой и сгустковой структурой, что указывает на неравномерность осаждения материала, характерную для мелководной среды. Преобладающий цвет отложений зеленовато-серый или бурый, часто наблюдаются пятнистость и неравномерное ожелезнение.

В отложениях этой зоны более низкое содержание полевых шпатов, слюды и граната по сравнению с мелководной зоной. Уменьшение их количества отмечается от центральной части зоны в стороны ее окраин. Характерно также низкое и непостоянное содержание неустойчивых минералов и микроэлементов, но повышенное количество рутила, в том числе ильменито-рутила. Скопление рутила и неравномерная концентра-

ция тяжелых минералов указывают на образование естественных шлихов в осадках, характерное для прибрежной части бассейна, и на близость береговой полосы.

Слоистость перемежающаяся и косая, часто отмечаются текстура взмучивания осадка, знаки ряби и трещины усыхания. Многочисленны следы небольших размывов слоев. На плоскостях наслоения встречаются растительные остатки, изредка отмечаются глиптоморфозы по единичным крупным кристаллам каменной соли. Отложения пронизаны ходами илоедов, часто содержат разноокатанный детрит ихтиофауны и беспозвоночных, скопления трохилисков. Бентосный мир беден. Остатки рыб довольно многочисленны, встречаются целые скелеты остеолепид, отдельные головы или их части, чешуи и зубные пластинки [37]. Видовой состав следующий: *Acanthodii* inc. gen., *Coccosteus orvikui, Crossopterygii* inc. gen., *Bissacanthus* sp., *Asterolepis estonica, Osteolepididae* inc. gen., *Glyptolepis quadrata, Dipterus serratus*. Среди рыб доминирующее положение занимают диптериды. Резкое обеднение бентоса описываемой зоны и появление диптерид связано, по всей вероятности, с мелководностью и изменением газового и солевого режима этой части бассейна. Наличие большого числа харовых водорослей указывает на хорошую аэрацию и значительное опреснение бассейна.

5-я зона карбонатно-терригенных отложений участка периодического осушения вытянута широтной полосой от г. Вентспилс до г. Нарва в северной краевой части поздненаровского бассейна. Представлена более грубозернистыми, чем в предыдущей зоне, терригенными отложениями с небольшой примесью карбонатных осадков. Бóльшую часть разреза слагают ритмично переслаивающиеся песчаники (до 20—25%), алевролиты (10—25%) и мергели (10—35%). В меньшем количестве присутствуют маломощные прослои глин (5—10%) и доломитов (до 10% объема разреза). Породы плохо сортированы, с примесью гравийного и галечного материала, с прослоями конгломератов. Наблюдается сильное и большей частью сгустковое ожелезнение, указывающее на обилие органических остатков и неравномерное осаждение коллоидов железа. Окраска отложений в основном красно-бурая, на зернах кварца железистая «рубашка»; отмечается значительная выветрелость полевого шпата и слюды. Все литологические разности сильно и неравномерно слюдистые. Местами отмечается повышенное содержание полуустойчивых и неустойчивых минералов (рутил, апатит, эпидот и амфибол), что указывает на шлиховую их концентрацию в волноприбойной зоне бассейна, на близость области сноса обломочного материала. Встречаются прослои песчаников или алевролитов, содержащие песчано-карбонатные или железистые оолиты (до 15% объема разреза). Структуры очень разнообразные. Часты текстуры весьма неспокойного осаждения или высыхания и растрескивания осадка, прослои с текстурой взмучивания осадка, система трещин усыхания и размывы слойков. Слоистость линзовидно-волнистая, косая, диагональная.

Обильны растительные остатки, обуглившиеся или ожелезненные, и споры наземных растений. Много следов жизнедеятельности илоедов и обломков ихтиофауны. Видовой состав рыб очень разнообразен: *Cos-*

costeus orvikui, Actinolepis tuberculata, Byssacanthus dilatatus, Dipterus serratus, Osteolepis s p., *Glyptolepis quadrata, Schizosteus striatus, Asterolepis estonica, Haplacanthus marginalis, Homacanthus gracilis, Devononchus concinnus*, но пресноводные формы доминируют над эвригалинными. По условиям захоронения эта зона отличается от предыдущих [37]: беспозвоночные представлены преимущественно тонким детритом раковин лингул, образующим маломощные линзовидные прослойки в песчаниках и алевролитах. Остатки рыб разнообразны по степени сохранности и характеру захоронения: в песчаниках наблюдаются в различной степени окатанные и отсортированные по весу обломки, в глинах, как правило, целые пластинки без следов окатанности, какой-либо сортировки и ориентировки. Л. А. Лярской выделено два типа захоронения — в непосредственной близости от места обитания и захоронение обломков, принесенных потоками, что указывает на частые изменения гидродинамических условий бассейна. Степень солености вод и газовый режим в различные периоды были непостоянными, о чем свидетельствует появление в отдельных прослоях лингул и рыб со специфичным дыханием.

Все перечисленные особенности отложений этой литолого-фациальной зоны характерны для осадконакопления в очень мелководной части водоема с весьма непостоянным гидродинамическим режимом, вплоть до наземных условий. На этом основании отложения отнесены к образованиям зоны периодического осушения.

Таковы особенности осадконакопления наровского морского бассейна на трансгрессивной и регрессивной стадиях его развития. В целом терригенно-карбонатные отложения горизонта, судя по характеру и расположению литолого-фациальных зон, являются образованиями бассейна типа эпиконтинентального моря с неровным дном, дифференцированным на участки с различными амплитудами и знаками движения на фоне общего регионального погружения всей территории. Судя по изменению характера отложений во времени и пространстве, в ранненаровское время отлагались глинисто-карбонатные осадки трансгрессирующего моря с характерными признаками неспокойного относительно глубоководного бассейна повышенной солености. Временами он имел застойный характер. В поздненаровское время в связи с интенсивными тектоническими подвижками этой территории наблюдались обмеление и более значительная дифференциация бассейна по глубине и соответственно характеру осадка: отлагались терригенно-карбонатные образования быстро регрессирующего и опресняющегося моря.

Основной питающей провинцией являлась область Балтийского щита. Привнос обломочного материала, судя по характеру его распределения в разрезах и соотношению литолого-фациальных зон, осуществлялся преимущественно с севера и северо-запада. Значительное влияние на характер осадков оказывала, по-видимому, приподнятая центральная часть Мазурско-Белорусской антеклизы, по северной границе которой в поздненаровское время была развита фациальная зона периодического осушения с резким преобладанием терригенных осадков над карбонатными.

Наличие частых прослоев доломита в отложениях всех литолого-фа-

циальных зон наровского морского бассейна, присутствие глиптоморфоз по каменной соли и трещин усыхания, красноцветность в поздненаровских образованиях свидетельствуют о жарком и периодически засушливом климате наровского времени. Судя по усиленной садке доломита, гипсов, каменной соли и кремния, наиболее жарким климат, вероятно, был в ранненаровское время.

АРУКЮЛЬСКОЕ ВРЕМЯ

На большей части территории Средней Прибалтики в арукюльское время происходило накопление тонкозернистых песчано-глинистых осадков. Состав отложений и их структурно-текстурные особенности указывают на более разнообразные условия седиментации и увеличение признаков опресненности среды по сравнению с поздненаровским бассейном. Состав фауны близок к поздненаровскому комплексу, но пресноводные формы ихтиофауны имеют большее распространение, а из них преимущественное развитие имеют донные формы, обитавшие в проточных пресноводных бассейнах. Осадконакопление на большей части территории происходило в бассейне, резко дифференцированном по глубине, с различными гидродинамическими условиями, разнообразной соленостью и непостоянным газовым режимом. Выделено пять литолого-фациальных зон (рис. 24).

1-я зона песчано-глинисто-алевритовых осадков центральной части засолоненного бассейна лагунного типа развита в восточной части Средней Прибалтики. Это терригенные пестроцветные отложения, слабокарбонатные. Преобладают алевролиты (60—70%), по составу и размерности близкие к глинам. До 25% объема разреза составляют глины и 10—15% — песчаники. Песчаные отложения содержат незначительную примесь алевритового материала, а также зерна кварца гравийной размерности и мелкие катыши глин, но преобладают хорошо сортированные разности (S_0 1,3—1,7). Обломочный материал в отложениях полуокатанной и угловатой формы, вверх по разрезу окатанность улучшается. Существенно (до 85—90%) преобладает кварц. Встречаются редкие зерна глауконита. Из акцессорных наибольшее распространение имеют амфиболы, гранат и циркон, из рудных — ильменит, магнетит и пирит, Цемент (35—40%) глинистый гидрослюдистый мелкочешуйчатый или глинисто-доломитовый неравномерно ожелезненный. Глины и алевролиты слабокарбонатны (5—25% доломита), содержат включения пирита, часто замещенного лимонитом, и гипс. Концентрация минералов в отложениях зоны очень равномерная. Содержание микроэлементов по сравнению с другими зонами невелико; несколько выше количество Be, а также CaO и MgO, особенно в песчаниках.

Часто наблюдается маломощное переслаивание алевролитов с песчаниками и глинами. Слоистость тонкая, перемежающаяся, пологокосая и горизонтальная. Лишь в некоторых разрезах краевых частей зоны наблюдаются знаки ряби.

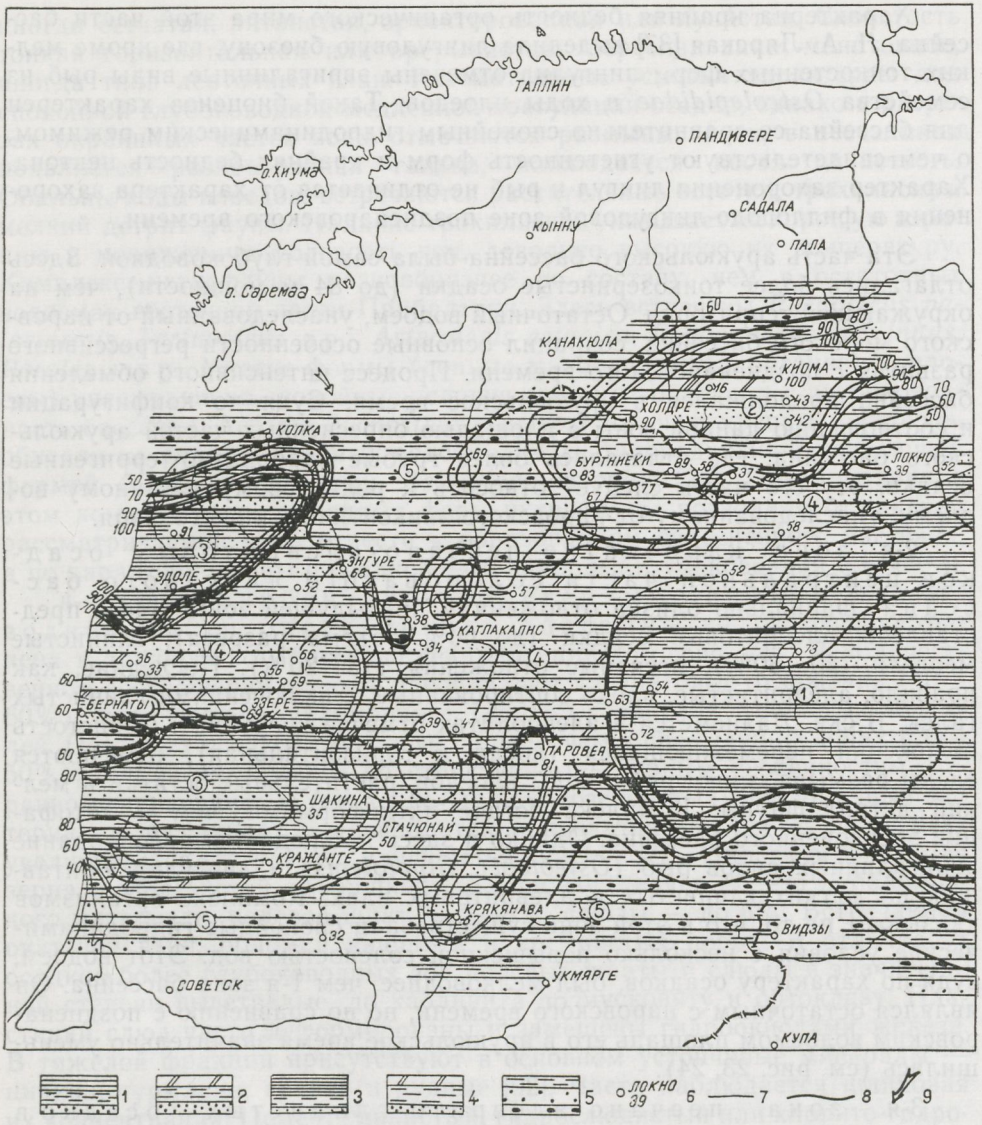


Рис. 24. Литолого-палеогеографическая карта арукюльского времени: *1* — песчано-глинисто-алевритовые осадки центральной части засолоненного бассейна лагунного типа; *2* — карбонатно-песчано-алевритовые осадки центральной части солоноватого лагунного бассейна; *3* — песчано-алеврито-глинистые осадки центральной части опресненного бассейна; *4* — карбонатно-терригенные осадки мелководной части опресненного бассейна; *5* — терригенные осадки прибрежной части бассейна; *6* — скважина, мощность отложений; *7* — граница литолого-фациальных зон; *8* — изопахиты; *9* — направление сноса обломочного материала.

Характерна крайняя бедность органического мира этой части бассейна. Л. А. Лярская [37] выделила лингуловую биозону, где кроме мелких тонкостенных форм лингулид отмечены эвригалинные виды рыб из семейства *Osteolepididae* и ходы илоедов. Такой биоценоз характерен для бассейна со сравнительно спокойным гидродинамическим режимом, о чем свидетельствуют угнетенность форм и крайняя бедность нектона. Характер захоронения лингул и рыб не отличается от характера захоронения в филлоподо-лингуловой зоне поздненаровского времени.

Эта часть арукюльского бассейна была самой глубоководной. Здесь отлагались более тонкозернистые осадки (до 84 м мощности), чем на окружающей территории. Остаточный водоем, унаследованный от наровского морского бассейна, сохранил основные особенности регрессивного развития с поздненаровского времени. Процесс интенсивного обмеления бассейна продолжался в арукюльское время. Судя по конфигурации и соотношению данной зоны с площадью опресненных частей арукюльского бассейна, где отлагались более грубые карбонатно-терригенные осадки, эту его часть следует относить к реликтовому лагунному водоему, унаследованному от наровского эпиконтинентального моря.

2-я зона карбонатно-песчано-алевритовых осадков центральной части солоноватого лагунного бассейна фациально близка отложениям предыдущей зоны. Здесь представлены алевритовые осадки (до 60% объема разреза), глинистые мергели (20—30%), песчаные отложения (10—20%). Последние, как правило, алевритистые, плохо сортированные, с включениями глинистых галек. В скв. Лаанеметса в алевролитах отмечен глауконит. Слоистость отложений перемежающаяся (косая и горизонтальная), отмечаются следы размыва, знаки ряби, ходы илоедов, растительные остатки и мелкий детрит фауны. Комплекс богаче ихтиоформами, чем в литофации засоленного бассейна. Однако и здесь наблюдается преобладание эвригалинных видов рыб (*Osteolepis, Glyptolepis*) и лингулид, обитавших на мягких глинистых и алевритовых илах. Комплекс организмов указывает на то, что в этой зоне существовали спокойные гидродинамические условия с несколько повышенной соленостью вод. Этот водоем, судя по характеру осадков, был мелководнее, чем 1-я зона бассейна. Он являлся остаточным с наровского времени, но по сравнению с поздненаровским водоемом площадь его в арукюльское время значительно уменьшилась (см. рис. 23, 24).

3-я зона песчано-алеврито-глинистых осадков центральной части опресненного бассейна развита на западе Средней Прибалтики. Как и в предыдущих зонах, здесь преобладают глинистые (35—50%) и алевритистые (40—60%) осадки (см. рис. 19). Песчаники мелкозернистые до алевритистых, плохо сортированные, интенсивно ожелезненные. Все осадки слабокарбонатны, с содержанием полевого шпата до 16,6%. Отмечается небольшое увеличение содержания Fe_2O_3, CaO, MgO, а также микрокомпонентов (V, Zr, Be, Ba) в песчаниках (Ti, Yb, Mn, Ba, Co, V, Sn, Ni, Cr, Cu) и глинистых отложениях. Текстура глинистых отложений большей частью микрослоистая,

иногда сетчатая, пятнистая, ориентированная или лучистая. Слоистость тонкая горизонтальная или прерывистая; переслаивание монотонное, иногда типа ленточных глин. Рассмотренные условия характерны для спокойной глубоководной медленной коагуляции осадка, однако в разрезах окраинных частей зоны отмечаются размывы слоев, в песчаниках появляется разнообразная галька, наблюдается косая слоистость. Обильны ходы илоедов, встречаются растительные остатки, трохилиски и мелкий детрит фауны. Наличие трохилисков указывает на хорошую аэрацию и пониженную соленость вод, довольно высокую их температуру. Комплекс ихтиофауны разнообразнее по составу, чем в остаточных водоемах восточной части Прибалтики. Здесь встречены *Pycnosteus palaeformis*, *Tartuosteus* s p., *Asterolepis estonica*, *Devononchus concinnus*, *Porolepis* s p. Многие формы (донные малоподвижные организмы, илоеды) указывают на спокойные условия среды их обитания и глубоководность бассейна. Агнаты *Pycnosteus*, *Tartuosteus* очень крупных размеров, обитали на дне опресненных водоемов [43]. Малоподвижной плавающей формой была, по-видимому, *Asterolepis estonica* [20]. Преобладание в этом комплексе пресноводных форм ихтиофауны позволило отложения рассматриваемой зоны отнести к образованиям опресненного бассейна, а по характеру фауны и осадков — к наиболее глубоководной его части.

4-я зона карбонатно-терригенных осадков мелководной части опресненного бассейна широко распространена в арукюльском бассейне седиментации (см. рис. 24). В количественном соотношении осадков преобладают алевритовые отложения (40—60%), включающие маломощные (до 15%) прослои глинистых мергелей. Песчаных осадков несколько больше, чем в предыдущих зонах (20—50%), они разнообразнее по структурно-текстурным особенностям, неравномерно-зернистые (от мелко- до крупнозернистых). Обломочный материал в песчаниках и алевролитах полуокатанный, вверх по разрезу увеличивается его размер, улучшается окатанность. Иногда встречаются зерна с железистой «рубашкой». Кварц составляет 85—95% обломочного материала, полевой шпат — 5—8%, слюды — до 6%. Встречаются окатыши глин, обломки кварцита и кремнистых пород. В отличие от осадков более глубоководных зон полевые шпаты и слюды в значительной степени выветрелые, до каолинита по мусковиту и ортоклазу. Пластинки слюд часто деформированы и замещены гидроокислами железа. В тяжелой фракции присутствуют в основном устойчивые минералы — циркон, турмалин, гранат и рудные [92]. Часто наблюдается шлиховая их концентрация. Цемент глинистый, гидрослюдистый или хлорито-гидрослюдистый, доломитово-глинистый или железисто-доломитово-глинистый. Среди обломочного материала он часто концентрируется в виде сгустков, прерывистых прослойков или линзочек.

Концентрация обломочного материала в глинах непостоянная и неравномерная (от 3 до 25%); доломита в них от 5 до 25%, гидроокислов железа — от 3 до 20%. Глинистое вещество гидрослюдистое, нередко с примесью хлорита мелкочешуйчатого или агрегатного строения. Текстуры очень разнообразные (как и в алевролитах) — беспорядочная, сетчатая или сгустковая, пятнистая, местами узорчатая, часто слоистая,

линзовидно-прерывистая или волнистая, что указывает на весьма неспокойные условия накопления глинистых отложений.

Во всех литологических разностях этой фациальной зоны отмечаются значительные колебания минерального состава обломочного материала. Линзовидными участками выделяются небольшие площади с максимальным (до 19,3%) и минимальным (4,3%) содержанием полевых шпатов. Наблюдаются участки с повышенным содержанием неустойчивых минералов (эпидот, апатит, амфибол), отмечен ряд мелких терригенно-минералогических зон. Характерны также повышенное содержание граната в осадках, неоднородность и пестрота в распределении химических элементов, хотя в целом, по сравнению с отложениями наровского горизонта, отмечается некоторое увеличение их содержания, особенно SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, CaO, MgO, CO_2, а также Cr, V, Ni, Co, Ti, Zr, Yb, Cu, Ba, Sr, Mn, Ca, P. Содержание этих элементов очень непостоянно и убывает в сторону наиболее глубоководных частей бассейна.

Отмечается высокая концентрация Mn (0,02—0,03% в песчаниках и 0,1—0,3% в карбонатных разностях глинистых отложений) и Sr (0,02—0,05%). Распределение фосфора крайне неравномерное [46].

Все осадки в какой-то степени карбонатны. Характерно переслаивание плохо и хорошо сортированных разностей отложений и наличие тонко переслаивающихся терригенных пород типа ленточных глин. В алевролитах часто наблюдаются скопления бобовин бурого железняка, много растительного и фаунистического детрита, ходов илоедов, что характерно для очень мелководных и заболачиваемых участков водоема. Отмечается богатый и смешанный состав фауны. Л. А. Лярской [37] выделена филлоподо-лингуловая биозона, в которой распространены как бентосные, так и нектонные организмы. По сравнению с ранее описанными глубоководными зонами бассейна бентосный мир значительно разнообразнее. Пресноводные формы ихтиофауны (*Psammolepis, Pycnosteus, Tartuosteus, Homostius*) преобладали над эвригалинными (*Osteolepis, Glyptolepis*). Большое распространение имеют дипнои. По-видимому, многие формы рыб и агнат были донными малоподвижными животными больших размеров с массивным панцирем. Они обитали вблизи илистого дна в спокойных участках водоема или заякоривались в зонах волнений и течений [43].

Все фаунистические остатки имеют хорошую сохранность, но захоронены хаотично, без какой-либо сортировки по весу и форме. Л. А. Лярская [37] считает, что эти признаки позволяют судить о захоронении бентосных форм на месте их обитания, а нектонных — в непосредственной близости от места гибели.

Наличие и разнообразие трещин усыхания в этих отложениях, знаков ряби, следов размыва слоев и текстур взмучивания осадка, а также все перечисленные особенности дают основание предполагать, что осадки формировались в очень мелководном и опресненном бассейне с непостоянным режимом, с большим и неравномерным привносом обломочного материала и быстрым осаждением взвеси. Судя по конфигурации площади осадков, данная литолого-фациальная зона являлась окраин-

ной по отношению к наиболее глубоководным зонам арукюльского бассейна (см. рис. 21). Мощность отложений 51—90 м.

Отложения всех четырех зон арукюльского бассейна седиментации являются образованиями крупного водоема, унаследованного от регрессирующего поздненаровского мелководного морского бассейна. В арукюльское время продолжалась и усиливалась его дифференциация на замкнутые участки, различные по глубине, гидродинамическому режиму и солености. На большей части территории бассейн был очень мелководным и пресноводным. К концу арукюльского времени остались обширные водоемы озерного типа. В них хорошо выражена типичная для озерных образований замкнутость площадей распространения отложений [47]. Отмечается также четкая зональность осадков снизу вверх в разрезах и по площади. В направлении от глубоководных частей бассейна к прибрежным наблюдается быстрое погрубение обломочного материала, ухудшение его сортировки, уменьшение количества глинистых осадков, изменение слоистости и других текстурных особенностей отложений, что характерно для небольших водоемов; разнообразнее включения и комплекс палеонтологических остатков. На большей части площади седиментации в отложениях существенно преобладают пресноводные виды ихтиофауны, что отличает эти осадки, наряду с литолого-петрографическими признаками, от образований эпиконтинентального морского бассейна наровского времени. Судя по размещению литолого-фациальных зон, береговая линия этого бассейна находилась в северных районах Средней Прибалтики. Здесь намечается новая, качественно отличная литолого-фациальная зона.

5-я зона терригенных осадков прибрежной части бассейна распространена на северной и северо-западной окраинах Средней Прибалтики. В отличие от предыдущих зон для нее характерны большое непостоянство состава и строения разрезов, низкая сортировка отложений. Существенно преобладают песчаные осадки (50—70%) над алевритовыми (20—30%). Очень незначительно количество прослоев глины (10—15%), залегающих в виде небольших линз (см. рис. 22). Конгломераты составляют до 10% отложений. Песчаники плохо сортированы (S_0 2,7—4,5), хотя прослоями наблюдаются хорошо сортированные разности. Содержат много гравия кварца и катыши глин. Зерна кварца имеют железистую оторочку. Отдельные прослои карбонатны. Часто наблюдается сгустковое распределение цемента. Кроме хлорито-гидрослюдистого вещества в цементе отмечаются каолинит, доломит и сидерит. Обломочный материал разнозернистый различноокатанный, до угловатого; вверх по разрезу его размер увеличивается, улучшается окатанность и интенсивнее становится выветрелость. Наибольшая выветрелость обломочного материала и цемента (до каолинито-хлоритового состава) отмечается в северных разрезах на восточном побережье Рижского залива. Полевые шпаты сильно пелитизированы. Встречаются псевдоморфозы каолинита таблитчатой формы. Слюды интенсивно гидратизированы и хлоритизированы, местами каолинизированы, расщеплены. Характерна значительная ожелезненность отложений, развитие охр.

Алеврито-глинистые отложения характеризуются низкой сортировкой, отмечаются выветрелость обломочного материала, замещение гидрослюды хлоритом, реже каолинитом, скопления сидерита и сильная ожелезненность. Встречаются тонкие прослойки из скоплений железорудных бобовин. Обычны сгустковая, линзовидная и прерывисто-слоистая текстуры вследствие неравномерной концентрации обломочного и глинистого материала. Встречается комковатая текстура. Довольно часто в отдельных прослоях глины или алевролита наблюдаются включения хорошо окатанных обломков сильно ожелезненной глины, ориентированных по слоистости, овальной формы.

Для всех отложений характерны значительные колебания содержания тяжелой фракции (шлиховая концентрация), повсеместно отмечается повышенное содержание циркона (17,8—23,3% тяжелой фракции). Здесь выделяются апатито-гранато-цирконовая и турмалино-гранато-цирконовая терригенно-минералогические зоны с повышенным и неравномерным содержанием неустойчивых минералов (апатита 3,1—3,7% тяжелой фракции, эпидота до 7,2%, амфиболов 3,4—4,3%, турмалина до 3,7%). Турмалино-гранато-цирконовая терригенно-минералогическая зона вытянута в меридиональном направлении и захватывает краевую часть площади распространения отложений мелководной зоны бассейна. В отложениях зоны отмечается очень непостоянное содержание окислов и микроэлементов. Максимальных концентраций достигают Cr, Co, Ti, Mn, Sr, Cu, Yb, Ba, Pb, Zn, Zr, Be [88]. Слоистость алеврито-глинистых отложений тонкая горизонтальная, у песчаников косая, перекрестная или диагональная. В глинистых разностях многочисленны трещины усыхания, знаки ряби, следы размыва слоев. Частая смена состава, структурно-текстурных особенностей и характера переслаивания отложений происходит как в вертикальном направлении, так и по площади литолого-фациальной зоны. Наблюдается весьма большое непостоянство разрезов, линзовидное залегание слоев и быстрое их выклинивание по простиранию, хотя в целом ритмичное строение арукюльского горизонта сохраняется (см. рис. 22). Мощность отложений 61—70 м.

Отложения содержат большое количество растительных остатков, встречаются полые «журавчики». Много ходов илоедов, мелкого детрита фауны. В этой части арукюльского бассейна выделяется зона рыб и агнат, для которой характерно большое разнообразие видового состава и условий захоронения. Доминируют пресноводные формы. Большинство из них, по-видимому, являлись донными обитателями сравнительно глубоководных частей речных дельт со слабым течением [43]. На эти условия указывает наличие *Homostius, Pycnosteus, Tartuosteus,* а также *Byssacanthus*, приспособленного к плаванию в спокойных водах. Условия захоронения быстро и резко изменяются, указывая на частый перенос обломков. Встречаются многочисленные скопления костной мелочи, образующие в различных литологических разностях прослойки мощностью до 10—15 см. Такой тип захоронения обычно присущ рекам [37].

Отложения этой зоны являются образованиями прибрежной части пресноводного бассейна, куда многочисленными речными потоками сно-

сился терригенный материал смешанного состава. Тенденция развития этой части бассейна седиментации в сторону уменьшения опускания (что нашло отражение не только в характере осадков, но и в мощностях) продолжалась с наровского времени. Части бассейна, бывшие в позднеаровское время краевыми зонами, занятыми отложениями фации периодического осушения морского бассейна, в арукюльское время становятся качественно новыми областями — прибрежными зонами пресноводного бассейна. Это находит отражение в изменении мощностей и фаций как по площади, так и во времени (вверх по разрезу). Если отложения I ритма очень близки к позднеаровским образованиям, то во II, III и IV ритмах структурно-текстурные особенности пород все более изменяются в сторону увеличения признаков накопления в более мелководных условиях с непостоянным и неспокойным режимом седиментации. Более четко обозначается расположение области сноса — территории современного Балтийского щита и центральных частей Мазурско-Белорусской антеклизы.

Климат арукюльского времени был, по-видимому, жарким с периодическим повышением влажности, как и в кемерское время, но несколько более сухим, на что указывают значительная засоленность водоемов, наличие доломитовых осадков, красноцветность отложений и преобладание в них глинистых разностей.

БУРТНИЕКСКОЕ ВРЕМЯ

Арукюльский опресненный бассейн продолжал существовать в буртниекское время, но он стал более пресноводным. В нем резко сократилась площадь глубоководных зон, изменился фациальный характер отложений (в сторону большей континентальности среды седиментации), значительно возросла песчанистость разреза, появились признаки большей мелководности, частой заболачиваемости. В бассейне выделены четыре литолого-фациальные зоны осадконакопления — от грубообломочных в прибрежной фации до алеврито-глинистых в центральной части бассейна (рис. 25).

1-я зона алеврито-глинистых осадков глубоководной части бассейна наблюдается в крайних восточных районах Прибалтики. Это очень тонкозернистые отложения, однообразные по составу и строению (переслаивающиеся глины до 60% объема разреза, алевролиты 35%, тонкозернистые песчаники 5%). Глины хлорито-гидрослюдистые красно-коричневые алевритистые с алевро-пелитовой структурой, ориентированной текстурой, слоистые вследствие послойного обогащения кластическими зернами (до 20—35% объема разреза) или гидроокислами железа (5—20%). В алевритовых осадках глинистый материал составляет 40—50%. Обломочные зерна плохо сортированы, угловатые. Кварц составляет 55—77%, полевые шпаты — до 36%. Слюды встречаются в незначительном количестве, гидратизированные и ожелезненные [64]. Единичные зерна акцессорных минералов представлены цирконом, магнетитом и лейкоксеном.

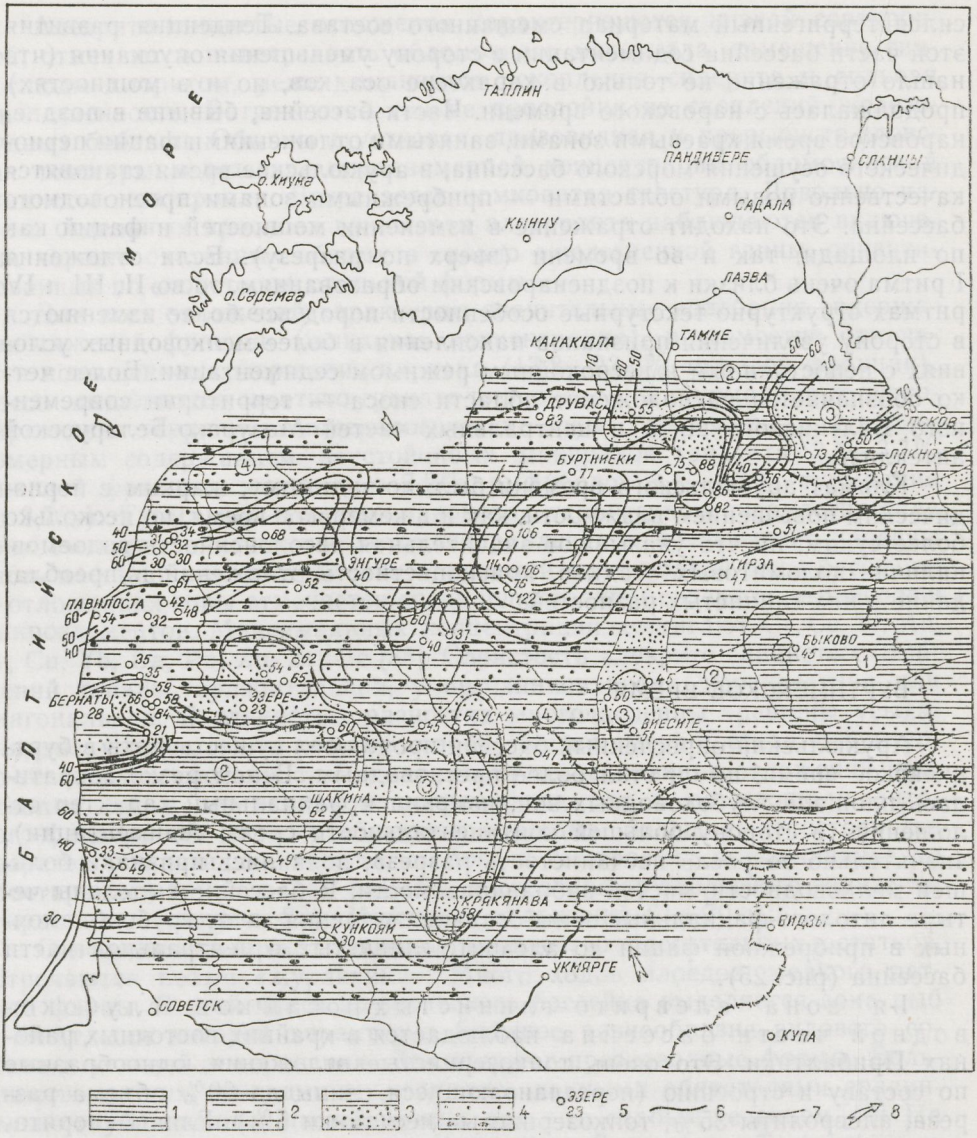


Рис. 25. Литолого-палеогеографическая карта буртниекского времени: *1* — алевритоглинистые осадки глубоководной части бассейна: *2* — алевритовые осадки (с прослоями глин и песков) мелководной части бассейна; *3* — алевритово-песчаные осадки прибрежной части бассейна; *4* — разнозернистые терригенные осадки прибрежной равнины; *5* — скважина, мощность отложений; *6* — изопахиты; *7* — граница литолого-фациальных зон; *8* — направление сноса обломочного материала.

Во всех литологических разностях отмечается пониженное содержание микроэлементов и несколько увеличенное CaO, MgO. Многочисленны мелкие трубчатые ходы илоедов, что характерно для зон с повышенным содержанием разлагающихся органических остатков. Много сильно ожелезненного растительного детрита. Фаунистические остатки редки; встречаются хрупкие тонкостенные раковины лингул, приуроченные к глинистым прослоям.

Большая глинистость и тонкозернистость отложений, тонкая и спокойная слоистость и монотонность переслаивания указывают на образование их в глубоководной обстановке, значительно удаленной от береговых зон. Эта литолого-фациальная зона унаследована от арукюльского бассейна. К концу буртниекского времени ее площадь значительно сократилась, осадки приобрели существенно терригенный состав. Мощность отложений 50 м.

2-я зона алевритовых осадков (с прослоями глин и песков) мелководной части бассейна представлена глинистыми, алевритовыми и песчаными отложениями, составляющими 10—35% общего объема. Характерны перемежаемость песчаников (различной степени сортировки) и алевролитов, примеси гравийного материала. Слоистость линзовидно-волнистая и перемежающаяся; часты мелкая рябь на плоскостях наслоения, текстуры взмучивания осадка, переслаивание типа ленточных глин; наблюдаются трещины усыхания. Все эти признаки указывают на чистую изменчивость и разнообразие условий осадконакопления, на относительную мелководность этой части водоема и наличие в нем волноприбойной зоны.

Песчаные и алевритовые отложения кварцевого или полевошпатово-кварцевого состава (полевого шпата от 3 до 25%). Преобладают беспорядочная, прерывисто-слоистая, пятнистая или флюидальная текстуры. Цемент в них (30—40%) глинистый, гидрослюдистый или известковистый, с небольшой и неравномерной примесью гидроокислов железа, часто сгустковой структуры. Обломочный материал угловатой и полуокатанной формы, плохо сортированный. Особенности распределения цемента и кластического материала указывают на неспокойные условия осаждения. Хотя местами наблюдается тонкая слоистая текстура, часты следы взмучивания и растрескивания осадка, оползневое смятие слоев, сгустковая и пятнистая концентрация, обусловленная неравномерным привносом обломочных частиц.

Глины гидрослюдистого или хлорито-гидрослюдистого состава с пятнистыми скоплениями бурых гидроокислов железа и микрозернистых агрегатов доломита. Обломочный материал плохо сортирован. В основном это кварц; полевого шпата до 10%; встречаются зерна каолинита и глауконита. Наиболее распространены сгустковая, пятнистая или флюидальная структуры, реже ориентированная и слоистая. Глины и включения песчаников и алевролитов в них (прослойки, линзочки) имеют одинаковый минеральный состав и близкий размер обломочной части, что указывает на образование такой смешанной породы в результате сильного взмучивания осадка. В отложениях этой литолого-фациальной зоны несколько увеличено содержание большинства микроэлементов

по сравнению с глубоководной зоной бассейна, особенно в западной его части.

Во всех литологических разностях обильны и разнообразны следы жизнедеятельности илоедов, много мелкого растительного детрита, иногда обугленного или ожелезненного. Состав фауны в этой части бассейна сравнительно разнообразный: кроме *Lingula* s p. встречены *Homostius,* s p., *Osteolepis* s p., *Glyptolepis* s p. и *Asterolepis dellei*, хотя здесь, как и в глубоководной зоне, отмечается бедность бентосных и нектонных форм, что указывает на неблагоприятные условия для их обитания. Преобладали кистеперые рыбы. Обломки ихтиофауны слабоокатаны, трещиноваты.

Эта часть бассейна была довольно мелководной, с очень непостоянным гидродинамическим режимом. Отдельные ее участки находились на стадии заболачивания и высыхания. По сравнению с подобной зоной арукюльского водоема эта часть занимала значительно меньшую площадь буртниекского бассейна седиментации (см. рис. 24, 25), окаймляя узкой полосой глубоководный участок на крайнем востоке Средней Прибалтики. Эта зона распространена также в северных и западных районах на площадях, бывших в арукюльское время наиболее глубоководными участками. Бассейн, унаследованный от регрессирующего позднеаровского эпиконтинентального моря и бывший в арукюльское время единым и обширным водоемом, в буртниекское время стал опресненным и более дифференцированным по глубине. Он распался на три небольших по площади и очень мелководных отмирающих водоема, мощность отложений в которых достигала 40—50 м.

3-я зона алеврито-песчаных осадков прибрежной части бассейна распространена на площадях, окаймлявших мелководные части бассейна на западе и востоке Средней Прибалтики. Здесь существенно преобладают песчаники (до 75% отложений), в верхах ритмов часто встречаются маломощные линзы глин (5—8%). Характерна неравномерная концентрация минеральных ассоциаций в отложениях, но существенно преобладает кварц, а среди акцессорных — циркон и рудные минералы. Распределение обломочной части, глинистого цемента и гидроокислов железа также неравномерное. Обломочный материал в разной степени выветрелый, плохо сортированный, хотя часто встречаются слои хорошо сортированных разностей, особенно в песчаниках. Наблюдаются прослои мелкогалечного конгломерата и скопления гравия и галек в песчаниках, изредка в алевролитах. В алевролитах и глинах встречаются комки (отторженцы) плотной гидрослюдистой глины.

Во всех литологических разностях несколько увеличено содержание Cr, V, Ni, Ti, Ba, Sr, Sn, Cu, Pb, Y, Yb. Распределение их по типам пород и площади зоны крайне неравномерное; максимальные количества сконцентрированы вблизи границы с зоной прибрежной равнины. Все отложения сильно ожелезнены. Гидроокислы железа в основном скапливаются в местах наибольшей насыщенности породы обломочным материалом. В алевролитах многочисленны скопления железорудных бобовин, тонкие прослойки лимонита и карбонатные стяжения (доломитовые или

сидерито-доломитовые). Структуры и текстуры очень разнообразные. Наблюдается перекрестная или перистая и мульдообразная слоистость временных потоков и прибоя, текстура взмучивания осадка. Повсеместно отмечаются трещины усыхания, часты следы размыва слоев и знаков ряби. Среди микротекстур преобладают прерывисто-слоистая, линзовидная, ориентированная и пятнистая, наблюдаются сгустковая, сетчатая и флюидальная. На площади зоны, окаймляющей с запада водоем на востоке Прибалтики, в отложениях скважин Виесите, Сеце, Тирза наблюдается сильное смятие некоторых слоев. Оно имеет оползневый характер, что подтверждается микроскопическими исследованиями В. Е. Киркинской: «Порода имеет очень неоднородное сложение, сильно перемята. Отдельные, преимущественно, глинистые линзовидные прослойки смяты, местами разорваны, с элементами микросмещений. «Карманы» с алевритовым материалом «врезаны» перпендикулярно намечающейся слоистости, отличаются четкими контурами. Перемятие явно происходило еще в уплотненном осадке (а не в породе), имеет раннедиагенезированный характер».

Часто встречаются различные растительные остатки и «журавчики». Разнообразны следы жизнедеятельности илоедов. Фаунистические остатки (мелкий детрит лингул и рыб *Pycnosteus tuberculatus, Psammosteus bergi, Acanthodii, Osteolepididae, Glyptolepis* s p., *Asterolepis dellei*) многочисленны и различны по сохранности. Эта часть бассейна Л. А. Лярской отнесена к лингуловой биозоне [37], как и районы описанных ранее литолого-фациальных зон, что, по всей вероятности, обусловлено не столько сходством условий среды и органического мира в них, сколько недостаточностью фаунистического материала для более детального расчленения.

Отложения рассматриваемой зоны являются образованиями области неспокойного накопления осадков с часто изменявшимися условиями — от периодического осушения до осаждения в мелких водоемах с различным режимом (от временных потоков до заболачиваемых озерков). Мощность их различна, на большей части площади зоны — около 50 м, местами 106 м. В отдельных небольших участках прибрежной зоны наблюдаются своеобразные отложения смешанного состава (Кроте, Баложи, Катлакалнс, Ленчи, Сталба, Иелицес). Для них характерны алевритистость всех литологических разностей и плохая сортировка материала, пятнистая текстура, большое количество и своеобразие остатков различной органики. Обломки костей ожелезнены, часто трухлявые. Очень характерны пятнистая текстура и сеть мелких трещинок, заполненных железистыми охрами. Многочисленны скопления бурого железняка и карбонатов (в основном сидерит и доломит), кремния и каолинита, участками повышена фосфатность пород. Характерно также значительное увеличение содержания редких и микроэлементов, особенно V и Р. Все это типично для болотных отложений [28]. Своеобразен цвет пород. Песчаники, как правило, буро-коричневой окраски, иногда охристые, сильно слюдистые и ожелезненные. Алевролиты преимущественно серовато-фиолетовые или зеленовато-лиловые с желтыми пятнами лимонита. Глины фиолетово-коричневые.

4-я зона разнозернистых терригенных осадков прибрежной равнины приурочена к площадям наиболее приподнятых структурных элементов территории. Характерны еще большее, чем в предыдущей зоне, непостоянство соотношения осадков в разрезах и значительная изменчивость и выветрелость минерального состава. Существенно преобладают песчаные осадки (50—70%). Алевролиты составляют 30—50% объема отложений, песчанистые конгломераты — 5—16%. Основную массу обломочного материала в конгломератах (75—90%) составляют гравий и галька доломитизированных глин и алевролитов. Встречаются обломки кварцитов и ихтиофауны. Обломки неправильной формы, большей частью удлиненной, хорошо окатанные, разного размера.

Песчаники разнозернистые полевошпатово-кварцевые с глинистым цементом. Текстуры беспорядочные, пятнистые, прерывисто-слоистые. Обломочный материал (80—95% объема породы) полуокатанный, размером от 0,7 до 0,005 мм. Зерна часто имеют каемки гидроокислов железа. Преобладает кварц (до 75—85%). Часто встречаются полуокатанные обломки кварцитов, полевых шпатов 25—5%. Наибольшее их содержание наблюдается на отдельных участках зоны (скв. Сеце — 17%, Звартава — 20%), в обнажениях по рекам Седава и Салаца (15—25%). Преобладают ортоклаз, микроклин и кислые плагиоклазы. Обломки выветрелые, часто с бурыми ядрами. Наибольшая концентрация слюд наблюдается в песчаниках из разрезов скважин, пройденных по восточному побережью Рижского залива на севере (5—15%) и в разрезах скв. Сеце и Юодупе на юге (до 32%). Это, по-видимому, обусловлено близостью этих районов к областям сноса. Слюды сильно гидратизированы или замещены гидроокислами железа. В северной части этой зоны (восточнее побережья Рижского залива) песчаники более разнообразного состава. Кроме кварца, полевого шпата и слюды встречаются обломки кремнистых и слюдисто-кремнистых пород, зеленовато-серой уплотненной глины и слюдисто-кварцевых сланцев, окатанные зерна лептохлоритов, зеленого турмалина, апатита, циркона, граната и рудных минералов. Часто наблюдаются небольшие участки шлиховой их концентрации. По-видимому, поблизости существовала интенсивно денудируемая область, поставлявшая в северную часть зоны свежий и более разнообразный обломочный материал.

Песчаники плохо сортированы (S_0 2,9—5,6), хотя и встречаются прослои отсортированных разностей (S_0 1,2—1,9). Некоторые прослои имеют карбонатный цемент, обычно глинистый гидрослюдистый (5—20% породы), чешуйчатый, с микроагрегатными сгустками, часто линзовидно-микрослоистой текстуры. Слоистость песчаников горизонтальная и перемежающаяся, перистая, линзовидная и волнистая, мульдообразная. Часто встречаются знаки ряби и следы размыва слоев.

Алевритовые отложения песчаные или глинистые, сильно ожелезненные и неравномерно-зернистые, с разнообразными текстурами (плотной, беспорядочной и пятнистой, ориентированной, слоистой и линзовидной, сетчатой, сгустковой и флюидальной). Распределение обломочного материала (55—85% объема), как и концентрация цемента и гидроокис-

лов железа, неравномерны. Существенно преобладает кварц (до 98%) крупноалевритовой размерности. Форма зерен угловатая и полуокатанная. Цемент глинистый гидрослюдистый или хлорито-гидрослюдистый (встречается коалинито-гидрослюдистый), неравномерно обогащенный гидроокислами железа, чешуйчатый, местами пленочный, с расплывчатыми пятнами и линзами микроагрегатного строения, часто узловатой, сгустковой, сетчатой, спутанной или облекающей структуры. Характерно ухудшение сортировки и увеличение песчанистости вверх по разрезу. Часто наблюдаются скопления железорудных бобовин и лимонита, участки повышенной фосфатности (до 1,61%), железисто-карбонатные стяжения (с доломитом и сидеритом). Изредка встречаются скопления кремния и каолинита.

Для отложений зоны характерна большая неоднородность и пестрота в содержании и распределении руководящих минералов и химических элементов как в разрезе, так и по площади. По сравнению с осадками предыдущих зон бассейна седиментации здесь наблюдается значительное увеличение содержания Cr, V, Ni, Co, Ba, Sr, Cu, Pb, Ti, Zr, Y, Yb, Pb, Sn. На плоскостях наслоения часты знаки ряби и трещины усыхания. Встречается оползневое смятие слоев. В отдельных прослоях песчанистых алевролитов, перемежающихся с более глинистыми отложениями, наблюдается комковатая текстура и обилие ожелезненных растительных остатков. Особенно часто они встречаются в алевролитах. Растительные остатки имеют объемную ветвистую форму и бугристую или ребристую поверхность, в разрезе — концентрическое строение (диаметр 0,4—0,7 мм). Много ходов илоедов и обломков ихтиофауны. Видовой состав рыб и агнат следующий: *Ganosteus stellatus*, *Pycnosteus tuberculatus, Tartuosteus maximus, Psammosteus bergi, Homostius* s p., *Heterostius* s p., *Holonema haermae, Actinolepis tuberculata, Coccosteus markae, Asterolepis dellei, Archaeacanthus quadrisulcatus, Haplacanthus marginalis, Homacanthus gracilis, Homodus lutkevitshi.*

В пределах площади этой литолого-фациальной зоны Л. А. Лярской [37] выделена биозона псаммостеид и крупных артродир. Преобладают пресноводные виды, а среди них — крупные бентофаги (до 1—2 м) с тяжелым и толстым панцирем. Существовать такие гигантские рыбы могли в крупных реках или озерах с обильным кормом [43]. Возрастной состав обитателей водоемов этой зоны различен. Наблюдается совместное захоронение остатков взрослых и молодых особей, что является указанием на захоронение их вблизи от места гибели. Характер сохранности, окатанности и сортировки по размеру обломков ихтиофауны указывает на захоронение в водоемах с часто меняющимися гидродинамическими условиями.

Судя по литологическим особенностям отложений и линзовидно-прерывистому их залеганию (см. рис. 22), эти осадки являются образованиями окраинной части пресноводного седиментационного бассейна, где существовали условия временных потоков, небольших дельт и заболоченных участков. Это была, видимо, зона прибрежной равнины близ береговой зоны бассейна. В буртниекское время происходило постепенное сокращение площади и обмеление глубоководных зон бассейна, уна-

следованного от наровского времени, его опреснение, увеличение песчанистости и грубозернистости осадков, уменьшение содержания неустойчивых минералов как в разрезе отложений, так и по площади осадконакопления. Существенно увеличилась площадь разнозернистых терригенных отложений. К буртниекскому времени приурочен наиболее пышный расцвет органического мира среднего девона Прибалтики, существенно изменился, разнообразнее стал комплекс ихтиофауны. Преобладали наиболее крупные пресноводные формы рыб и агнат. Областями сноса по-прежнему были выступы Балтийского щита на севере и северо-западе и Мазурско-Белорусской антеклизы на юго-востоке.

Климат буртниекского времени был жарким и влажным с периодами засухи, о чем свидетельствует значительное разложение материнских пород при выветривании в областях денудации, пестрота состава химических элементов в отложениях бассейна седиментации, накопление фосфатных и железистых соединений, каолинита и кремния. Многочисленность озерных водоемов, густая речная сеть, разнообразие органического мира, обилие железорудных скоплений указывают на сильное увлажнение. Образование фосфатных соединений, сидерито-доломитовых конкреций, трещин усыхания, обилие двоякодышащих рыб, а также регрессивный характер развития водоемов свидетельствуют о существовании засушливых периодов. Однако преобладающими были, по-видимому, условия тропического влажного климата.

На границе среднего и позднего девона происходили тектонические перестройки регионального плана, обусловившие возникновение нового цикла седиментации, развитие существенно отличной палеогеографической обстановки на всей территории региона во франский век. Швентойское время знаменует начало позднедевонского этапа седиментации, когда накапливалась песчаная толща морской трансгрессии франского века, образовавшаяся за счет размыва и переотложения нижележащих пород и интенсивной денудации в области поднятий Балтийского щита. Происходило отложение алеврито-песчаных аллювиально-дельтовых осадков прибрежно-морской равнины и эпиконтинентального мелководного морского бассейна с пониженой соленостью вод [65, 66].

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПАЛЕОТЕКТОНИКА РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА

Выявленные закономерности распределения фаций отложений раннего и среднего девона и изменение их мощностей обусловлены особенностями тектонического развития региона. Подвижки кристаллического фундамента, проявляясь в осадочном чехле разноамплитудными колебательными движениями, влияли как на развитие трансгрессий и регрессий, так и на характер фациальной зональности осадконакопления. Наиболее ярко они проявлялись в значительном изменении мощностей отложений.

На основе анализа карт мощностей даунтона [10] и всех рассмотренных в предыдущей главе отрезков времени раннего и среднего девона, а также карт суммарных мощностей трансгрессивной и регрессивной стадий среднедевонской эпохи дана характеристика палеотектонического развития территории, показан процесс эволюции структурного плана осадочного чехла Прибалтики. Карты строились по методике, разработанной в ГИН АН СССР [94].

В истории платформенного развития Прибалтийского региона в палеозое четко выделяются два геотектонических этапа, соответствующие по времени проявления каледонскому и герцинскому циклам тектогенеза, интенсивно проявившимся в окружающих платформу геосинклинальных областях. Для каждого цикла характерна своеобразная группа формаций, слагающая первый или второй структурный этаж платформенного чехла региона. В разрезе отложений каледонского и герцинского геотектонических циклов Прибалтики выделяются две группы формаций. Первая группа характеризует наиболее древний вендско-раннедевонский период развития. В ней наблюдается последовательная смена формаций от нижней терригенной (венд—кембрий) через глинисто-карбонатную (ордовик—силур) к верхней терригенной (ранний девон). Вторая группа формаций отвечает среднедевонско-раннекарбоновой (бретонской) эпохе герцинского цикла платформенного развития и состоит из нижней карбонатно-терригенной (средний девон), средней карбонатной (верхний девон) и верхней терригенно-карбонатной (ранний карбон) формаций.

Эпоха раннего девона завершает каледонский геотектонический цикл, а средний девон связан с началом герцинского цикла истории раз-

вития Земли. Границе этих двух эпох соответствует момент перестройки структурного плана, который проявился перерывом в осадконакоплении и резкой сменой формационных групп, слагающих первый и второй структурные этажи платформенного чехла. Последовательный ряд формаций каждого геотектонического цикла отражает различные этапы его

Таблица 3

Таблица направленности развития каледонского и герцинского геотектонических циклов

Цикл тектогенеза	Этап платформенного развития	Формация	Стадия платформенного развития		Парагенетические комплексы отложений
Герцинский	Заключительный (ранний карбон — поздний девон, фаменский век)	Терригенно-карбонатная			
	Средний (поздний девон, франский век)	Карбонатная			
	Начальный (средний девон)	Карбонатно-терригенная	Регрессивная	Буртниекская	Озерный алевритово-песчаный
				Арукюльская	Лагунно-озерный глинисто-песчаный
				Поздненаровская	Морской терригенно-карбонатный
			Трансгрессивная	Ранненаровская	Морской сульфатно-глинисто-карбонатный
				Пярнуская	Прибрежно-морской песчаный
				Кемерская	Прибрежно-морской глинисто-песчаный
Каледонский	Заключительный (ранний девон)	Терригенная	Регрессивная	Стонишкяйская	Лагунно-континентальный глинисто-песчаный
				Тильжеская	Лагунный карбонатно-глинистый
	Средний (силур — ордовик)	Глинисто-карбонатная			
	Начальный (венд—кембрий)	Терригенная			

эволюционного развития. Подразделение пограничных формаций на парагенетические комплексы отложений характеризует более мелкие динамические типы седиментогенеза и в деталях отражает общую направленность и различные стадии развития территории Средней Прибалтики на определенном этапе тектогенеза (табл. 3).

КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ

В истории геологического развития северо-запада Русской платформы, а следовательно, и Средней Прибалтики кембрийско-раннедевонский этап является основным по значению и результатам в формировании современного структурно-геологического облика рассматриваемого региона. В течение этого этапа (более 200 млн. лет) создан прообраз Балтийской синеклизы, черты которой в дальнейшей истории фанерозоя существенно не изменились.

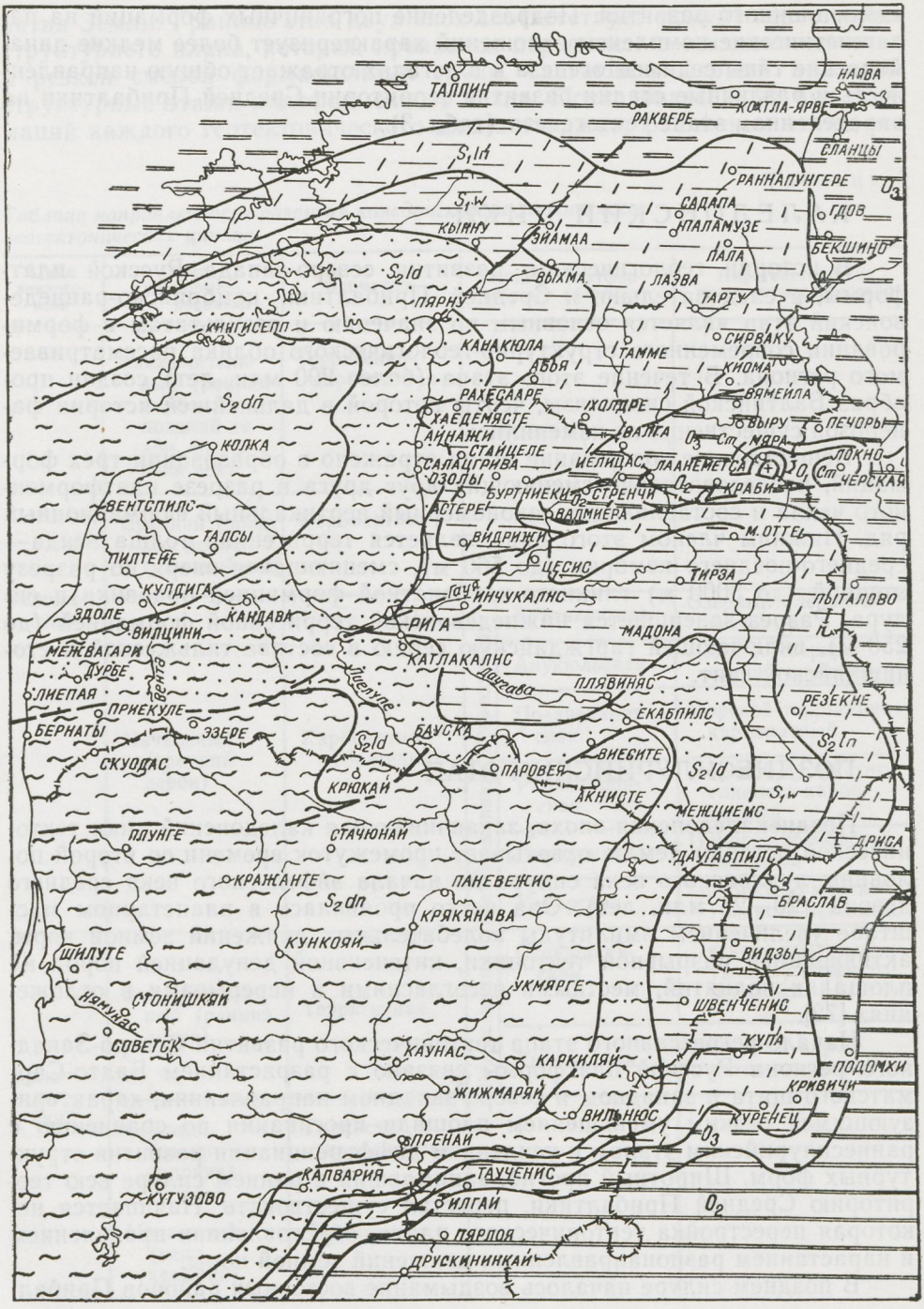
Вещественное содержание этапа отражено в образовании трех формаций, последовательно сменяющих друг друга в разрезе платформенного чехла и составляющих закономерный вертикальный формационный ряд. Нижним членом этого ряда является терригенная толща венда—среднего-позднего кембрия (до 560 м), сменяющаяся вверх по разрезу мощной (до 3000 м) глинисто-карбонатной формацией ордовика и силура. Разрез завершается нижнедевонской терригенной формацией (до 250 м), включающей гаргждайскую серию в составе тильжеской и стонишкяйской свит.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЙ ЭТАП

Позднекаледонская эпоха, заканчивающая каледонский цикл тектонической истории Земли, охватывает промежуток времени со второй половины лудловского века силура до начала эйфельского века среднего девона (20—25 млн. лет). Она четко проявилась в планетарном масштабе увеличением амплитуды колебательных движений земной коры, активизацией разрывной тектоники, интенсивной денудацией пород на площадях поднятий, местными несогласиями и перерывами в отложениях [72].

Начало регрессивного этапа тектонического развития Северо-Западного региона Русской платформы связано с разрастанием Балто-Сарматского щита в западном и северо-западном направлениях, характеризующимся резким уменьшением площади прогибания по сравнению с раннесилурийским этапом и усилением дифференциации развития структурных форм. Широтный прогиб, занимавший в раннем силуре всю территорию Средней Прибалтики, перестал существовать. Начинается некоторая перестройка тектонического плана, обусловленная проявлением и нарастанием разнонаправленных движений земной коры.

В позднем силуре началось воздымание восточных районов Прибал-


ТАЛЛИН
НАЯВА
КОХТЛА-ЯРВЕ
РАКВЕРЕ
СЛАНЦЫ
S_1ln
РАННАПУНГЕРЕ
O_3
S_1w
САДАПА
ГДОВ
КЫННУ
ЭЙАМАА
ПАЛАМУЗЕ
ПАЛА
БЕКШИНО
S_2ld
ВЫХМА
ЛАЭВА
ТАРТУ
ПЯРНУ
КИНГИСЕПП
СИРВАКУ
КАНАКЮЛА
ТАММЕ
АБЬЯ
КИОМА
S_2dn
РАХЕСААРЕ
ВЯМЕЙЛА
ХАЕДЕМЯСТЕ
ХОЛДРЕ
ВЫРУ
ПЕЧОРЫ
АЙНАЖИ
ВАЛГА
O_3
Ст
МЯРА
КОЛКА
СТАЙЦЕЛЕ
ЛОКНО
САЛАЦГРИВА
ЦЕЛИЦАС
ЛААНЕМЕТСА
O_1
Ст
ЧЕРСКАЯ
ОЗОЛЫ
БУРТНИЕКИ
СТРЕНЧИ
O_2
КРАБИ
ВЕНТСПИЛС
АСТЕРЕ
ВАЛМИЕРА
ТАЛСЫ
ВИДРИЖИ
М. ОТТЕ
ПИЛТЕНЕ
ЦЕСИС
ТИРЗА
КУЛДИГА
Гауя
ИНЧУКАЛНС
ПЫТАЛОВО
ЗДОЛЕ
КАНДАВА
РИГА
ВИЛЦИНИ
МАДОНА
МЕЖВАГАРИ
КАТЛАКАЛНС
ДУРБЕ
Вента
Даугава
ЛИЕПАЯ
Лиелупе
ПЛЯВИНЯС
РЕЗЕКНЕ
ПРИЕКУЛЕ
ЕКАБПИЛС
БЕРНАТЫ
ЭЗЕРЕ
S_2ld
БАУСКА
S_2ln
СКУОДАС
ВИЕСИТЕ
S_2ld
ПАРОВЕЯ
КРЮКАЙ
АКНИСТЕ
S_1w
МЕЖЦИЕМС
ПЛУНГЕ
СТАЧЮНАЙ
ДРИСА
ДАУГАВПИЛС
КРАЖАНТЕ
ПАНЕВЕЖИС
S_2dn
БРАСЛАВ
КРЯКЯНАВА
КУНКОЯЙ
ШИЛУТЕ
ВИДЗЫ
УКМЯРГЕ
СТОНИШКЯЙ
Нямунас
ШВЕНЧЕНИС
СОВЕТСК
КУПА
КАУНАС
КАРКИЛЯЙ
ПОДОМХИ
ЖИЖМАРЯЙ
КРИВИЧИ
ВИЛЬНЮС
КУРЕНЕЦ
O_3
ПРЕНАЙ
КАЛВАРИЯ
ТАУЧЕНИС
КУТУЗОВО
ИЛГАЙ
O_2
ПЯРЛОЯ
ДРУСКИНИНКАЙ

тики (в позднем ордовике это была область наибольшего прогибания), постепенно распространявшееся на запад. Наибольшее погружение испытывали юго-западные районы. К концу силура (в даунтоне) западная часть Прибалтики представляла собой длительно погружающийся район, где мощность нижнепалеозойских отложений достигала 830 м. Восточная часть района, являвшаяся областью приподнятого залегания фундамента (мощность осадочного чехла около 500 м), превратилась в область стабильного поднятия [70].

В западной области погружения структура прогиба дифференцируется на ряд сложно построенных поднятий и впадин субширотного или широтного простирания. Местами наблюдается инверсия структур по сравнению с раннесилурийским планом. Так, в северо-западной части борта раннесилурийского широтного прогиба (район Пилтене—Колка—Талсы) возникла глубокая Курземская впадина, открытая на юго-запад. По интенсивности погружения она почти равна Елгавской впадине (район Паланга—Кроньауце), бывшей в раннесилурийском этапе осевой частью широтного прогиба. На месте южного борта раннесилурийского прогиба образуется Куршская впадина. Между этими впадинами возникли зоны поднятий.

К началу раннедевонского этапа на поверхности Прибалтики обнажились породы от даунтона и верхнего лудлова на западе до кембрия на востоке, а на отдельных поднятиях наметились выходы архейских образований (рис. 26). Сохранилась та же направленность формирования структурного плана территории, что и в позднем силуре; более четко оформились западная часть территории с наибольшим погружением рельефа фундамента до 1112 м и восточные ее районы, где фундамент залегает на глубинах менее 550 м. В пределах каждого района существовала дифференциация на участки резко сокращенных и сравнительно увеличенных мощностей нижнепалеозойских и силурийских отложений (рис. 27). Это (с севера на юг) Курземская (IX), Елгавская (X), Куршская (XI) впадины на западе Прибалтики и разделяющие их Лиепайско-Салдусская зона поднятий (V) и Тельшяйское поднятие (VI). В восточной части Прибалтики располагалась Западно-Эстонская впадина (VII), представлявшая огромную тектоническую ступень южного склона Балтийского щита (I). Юго-восточнее ее находилась Валмиеро-Локновская

Рис. 26. Палеогеографическая карта к началу раннего девона: *1* — архей-нижний протерозой; *2* — верхний протерозой, венд; *3* — нижний кембрий; *4* — средний-верхний кембрий; *5* — ордовик нерасчлененный; *6* — нижний ордовик; *7* — средний ордовик; *8* — верхний ордовик; *9* — силур нерасчлененный; *10* — нижний силур, лландоверийский ярус; *11* — нижний силур, венлокский ярус; *12* — верхний силур нерасчлененный; *13* — верхний силур, нижнелудловский подъярус, граптолитовые слои; *14* — верхний силур, верхнелудловский подъярус, пагегяйские слои; *15* — верхний силур, даунтонский ярус; *16* — нижний девон; *17* — граница разновозрастных отложений; *18* — зона тектонических нарушений.

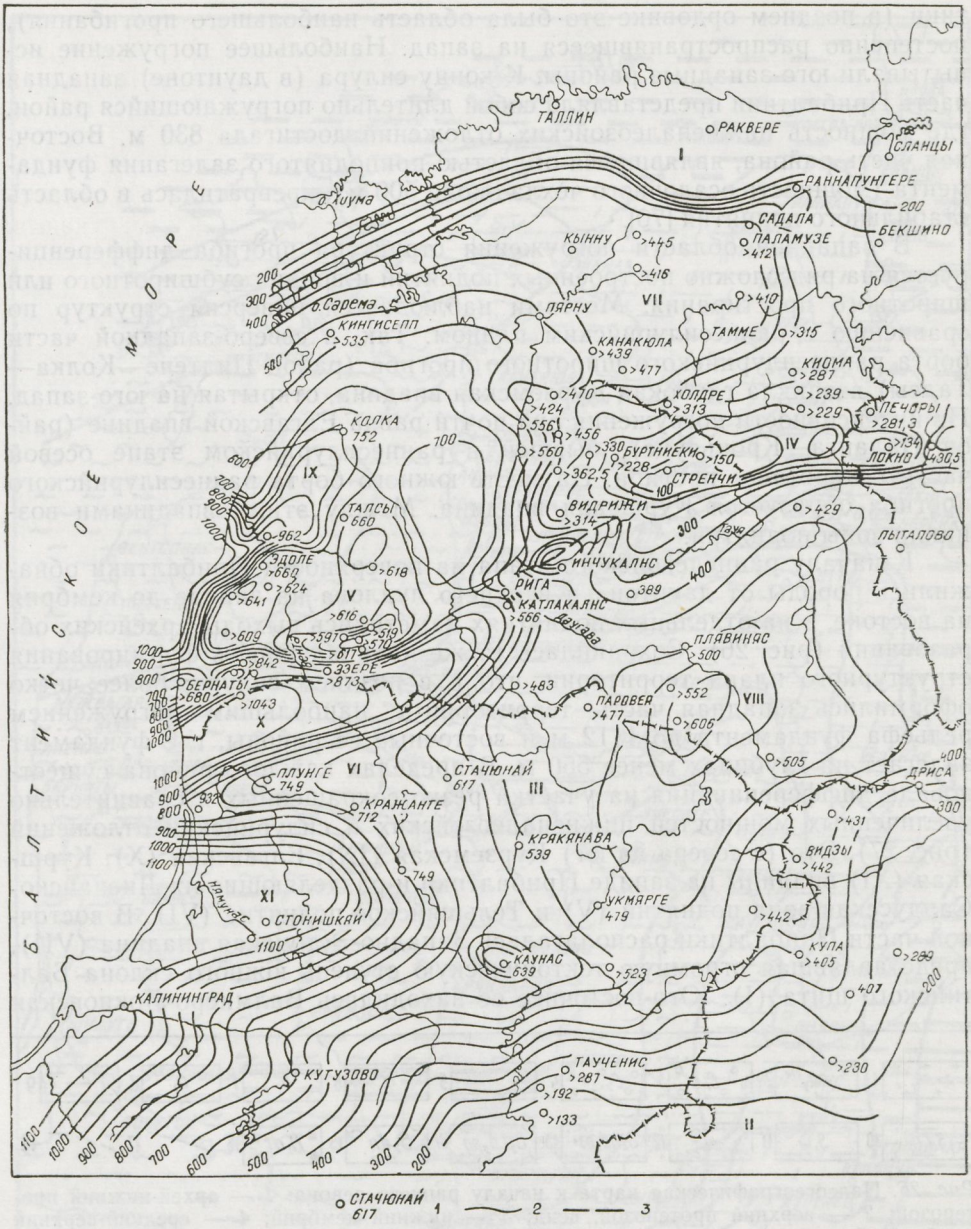


Рис. 27. Палеоструктурная карта рельефа фундамента к началу раннего девона: *I* — выступ Балтийского щита; *II* — Мазурско-Белорусская антеклиза; *III* — Прибалтийский мегавал; *IV* — Валмиеро-Локновская зона поднятий; *V* — Лиепайско-Салдусская зона поднятий; *VI* — Тельшяйское поднятие; *VII* — Западно-Эстонская впадина; *VIII* — Екабпилсская впадина; *IX* — Курземская впадина; *X* — Елгавская впадина; *XI* — Куршская впадина.

1 — скважина, ее название и мощность осадочного чехла; *2* — изопахиты; *3* — зона тектонических нарушений.

зона поднятий (IV). Екабпилсская впадина (VIII) отделяла эту зону от Белорусского отрога Сарматского щита на юго-востоке территории (II). Западные структуры отчленялись от Екабпилсской впадины меридиональной зоной сравнительно приподнятого залегания фундамента — Прибалтийским мегавалом (III).

РАННЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП

Ранний девон являлся эпохой наиболее полного проявления заключительного этапа развития каледонского геотектонического цикла на площади Прибалтики. С ним связано завершение осадконакопления и становления структурного плана каледонского этажа осадочного чехла региона, наиболее интенсивное проявление разрывных нарушений.

Вследствие поднятия, охватившего северные и восточные районы Европы, и замыкания Грампианской геосинклинали в раннем девоне происходило еще большее, чем в силуре, расширение платформы на северо-запад. Балтийский щит, состоящий из серии блоков, представлял собой возвышенность с сильно расчлененным рельефом, с которой сносился грубообломочный и песчаный материал. Поднятие охватило также северную и восточную части Прибалтики, центральные и южные районы Русской платформы. Осадконакопление происходило только в глубоких мульдах [82, 85].

На рубеже силурийской и раннедевонской эпох не наблюдалось существенных изменений в тектоническом развитии территории. Структурный план позднего силура в основных чертах оставался унаследованным на продолжении всего диттона. Сохранялась та же направленность формирования структурных форм, но значительно сократились области прогибания, увеличились площади поднятий и усилилась дифференциация структурных элементов. Область наиболее интенсивного прогибания по-прежнему находилась в западных районах Прибалтики. Здесь на площадях Куршской, Елгавской и Курземской впадин отмечается наибольшее распространение отложений диттона и наиболее полный их разрез (мощность до 250 м в Куршской, 80—90 м в Елгавской и до 80 м в Курземской впадине). Они продолжали развиваться с той же тенденцией погружения с востока на запад, что и в позднем силуре. Следствием этого явилось увеличение мощности и глинистости раннедевонских образований в центральной части Куршской впадины и накопление осадков мелководной и краевой частей лагунного бассейна на ее склонах. Менее интенсивное прогибание площадей Елгавской и Курземской впадин обусловило накопление в них более мелководных осадков, чем в Куршской впадине.

Различная интенсивность и частая смена знака тектонических движений, столь характерные для завершающих стадий геотектонических этапов истории развития земной коры, проявились в пульсационном развитии диттонского бассейна седиментации. Они обусловили существование двух типов разрезов пограничных силурийско-девонских отложений, наличие перерывов между юраскими, тильжескими и стонишкяйскими от-

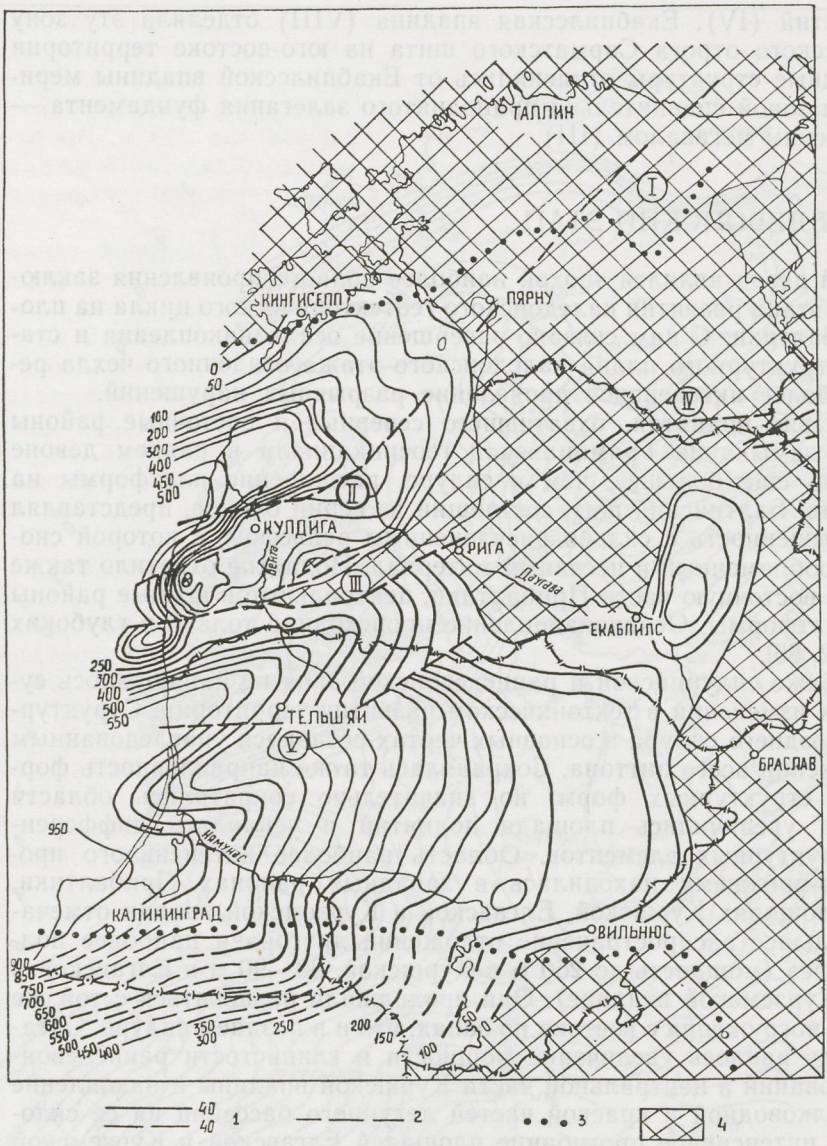


Рис. 28. Палеотектоническая карта позднего силура—раннего девона: *1* — изопахиты достоверные и предполагаемые; *2* — зоны разрывных нарушений: Пярну-Нарвская (*I*), Талсинская (*II*), Лиепайско-Салдусская (*III*), Рижско-Псковская (*IV*), Тельшяйская (*V*); *3* — граница распространения полной мощности; *4* — область поднятия.

ложениями в бортовых частях Куршской, Елгавской и Курземской впадин и развитие сокращенной мощности отложений диттона в центральной части Екабпилсской впадины (см. рис. 5, 6).

Одновременно на площадях приподнятых структурных элементов, располагавшихся между этими впадинами, происходила денудация пород силура и ордовика. Ее интенсивность обусловлена активизацией процессов разрывной тектоники в раннем девоне и усиленным ростом структурных форм в зонах поднятий. По-видимому, формированием структур Лиепайско-Салдусской зоны, Прибалтийского мегавала и Тельшяйского поднятия обусловлено образование зоны сокращенных мощностей и наиболее грубозернистых осадков в северной, восточной и юго-восточной частях раннедевонского бассейна седиментации, а также наличие перерывов в отложениях.

Большое влияние на формирование структурного плана территории оказали интенсивные блоковые движения фундамента (с амплитудой 200—500 м) в конце силура и в раннем девоне. Они особенно отразились на строении зон поднятий и на распространении и характере бассейнов седиментации. На сводах поднятий частично или полностью были сденудированы отложения завершающего этапа; крылья поднятий осложнены зонами разрывных нарушений. Наиболее интенсивные блоковые движения происходили по Талсинской, Лиепайско-Салдусской и Тельшяйской зонам разрывных нарушений (рис. 28). В результате значительно расширилась площадь Лиепайско-Салдусской зоны поднятий, в ней наметился ряд локальных поднятий. Продолжалось также интенсивное воздымание Валмиеро-Локновской зоны поднятий и более северных структур. Южный склон вала стал значительно круче северного и приобрел вид уступа высотой 150—300 м (район Мынисте). Склон уступа обращен на юг. Уступ образован зоной разрывных нарушений субширотного направления. Эта зона нарушений (Рижско-Псковская) начиная с даунтона ограничивала южный склон антиклинальной структуры. Амплитуда сброса в районе Инчукалнса и Валмиеры, по буровым и геофизическим данным, составляет 160—200 м. В структуре осадочного чехла четко проявилась генетическая связь Лиепайско-Салдусской зоны поднятий с Инчукалнским поднятием и Валмиеро-Локновской зоной поднятий. Эти валообразные поднятия на протяжении раннего девона образовали единую узкую антиклинальную зону по линии Лиепая—Рига—Псков, осложненную по южному крылу серией разломов.

Влияние блоковых подвижек на характер границы отложений девона и силура, на распространение, мощность и полноту разреза диттона наглядно иллюстрирует участок детальных геолого-съемочных работ в среднем течении Даугавы (рис. 29). По данным бурения и дешифрирования аэрофотоснимков на площади Екабпилсской впадины Л. П. Бендруп отмечает ряд небольших блоковых структур [42]. В северном, наиболее опущенном блоке (в центральной части Екабпилсской впадины) наблюдается наиболее полный разрез фаунистически охарактеризованных отложений диттона мощностью 30—63 м. Они залегают на размытой поверхности мергелей верхнего венлока. В центральном, относительно приподнятом блоке, на более глубоко эродированных отложениях верхнего

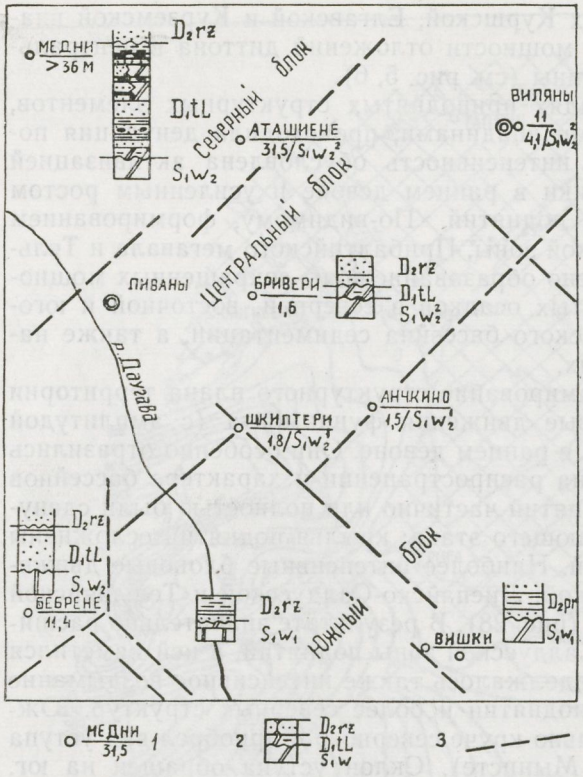


Рис. 29. Соотношение отложений диттона и силура в среднем течении р. Даугава: *1* — скважина, мощность; *2* — разрез диттона и пограничных отложений (литологические условные обозначения см. на рис. 4); *3* — тектонические нарушения. rz=km². Карта составлена Л. П. Бендруп [42].

венлока залегает маломощная (1,5—4,1 м) базальная пачка тильжеской свиты. В связи с региональным погружением ложа Екабпилсской впадины с северо-востока на юго-запад мощность тильжеских отложений увеличивается на юге до 11,4 м. Южный блок этого участка является наиболее приподнятым по отношению к Центральному и Северному. Он расположен в восточной бортовой части Екабпилсской впадины. Отложения диттона здесь отсутствуют, породы нижнего венлока перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями среднего девона.

Лагунно-континентальный седиментогенез раннего девона явился продолжением и завершающим этапом регрессивного развития морского осадконакопления позднесилурийской эпохи.

На протяжении раннего и среднего диттона образовалась формация слабокарбонатных красноцветов мощностью до 250 м. Это разнозернистые плохо сортированные терригенные отложения с преобладающей красно-бурой окраской и довольно редкими органическими остатками. Характерно несколько увеличенное содержание карбонатов и локальная гипсоносность, небольшое количество неустойчивых минералов, некоторое увеличение содержания каолинита. Формация является образованием полузасушливой зоны аридной области Северо-Европейского региона, периферийной к тропической прибрежно-морской области Подо-

лии—Арденн. Отложения формировались в условиях быстро регрессирующих лагунных водоемов и окружающей их низменной слаборасчлененной равнины. Унаследованные с позднего силура субширотное направление и различная интенсивность развития основных структурных элементов Прибалтики явились определяющими факторами в распределении фаций и мощностей отложений в раннедевонском бассейне седиментации, обусловили состав и специфику комплексов отложений.

На палеотектонической карте раннего девона выделены области (рис. 30):

1) интенсивного погружения, выполненная формацией слабокарбонатных красноцветов мощностью до 250 м. Она отвечает площади Куршской впадины в рельефе фундамента;

2) незначительного погружения, выполненная формацией слабокарбонатных красноцветов мощностью до 90 м. Она соответствует площадям Елгавской и Курземской впадин и центральной части Екабпилсской впадины;

3) поднятия, поверхность которой сложена породами от силура до архея. В структурном плане (по рельефу фундамента) она включает южный склон Балтийского щита совместно с Западно-Эстонской впадиной и Валмиеро-Локновской зоной поднятий, Елгавскую и Екабпилсскую впадины, Лиепайско-Салдусскую зону поднятий, Тельшяйское поднятие, Прибалтийский мегавал и северный склон Мазурско-Белорусской антеклизы.

В целом ранний девон (ранний и средний диттон) являлся эпохой повышенной тектонической активности, к которой приурочены интенсивный рост и оформление структур каледонского цикла тектогенеза и создание зон разрывных нарушений, а также серии сопряженных с ними локальных структур. На протяжении раннего девона завершилось становление надпорядковой каледонской структуры — Балтийской синеклизы. В раннедевонскую эпоху эта крупная структура, как и в позднем силуре, состояла из ряда впадин и антиклинальных поднятий.

Структурами первого порядка в составе синеклизы являются Эстонская и Литовская мегавпадины. Они сочленяются между собой посредством сложно построенной Лиепайско-Псковской антиклинальной зоны близширотного простирания, включающей ряд поднятий и серию разрывных нарушений.

Западное окончание Лиепайско-Псковской антиклинальной зоны (протяженность около 500 км) уходит в Балтийское море, восточное находится в районе г. Псков. Для зоны характерно общее погружение шарнира в западном направлении и кулисообразное расположение поднятий и разломов.

Наиболее крупными пликативными структурами Лиепайско-Псковской антиклинальной зоны являются Лиепайско-Салдусский и Валмиеро-Локновский валы (зоны поднятий). Лиепайско-Салдусский вал объединяет несколько локальных поднятий. Размеры их в среднем 10×3 км, высота 30—50 м. Системой разрывных нарушений субширотного простирания он разбит на три блока, из которых наиболее приподнят северный.

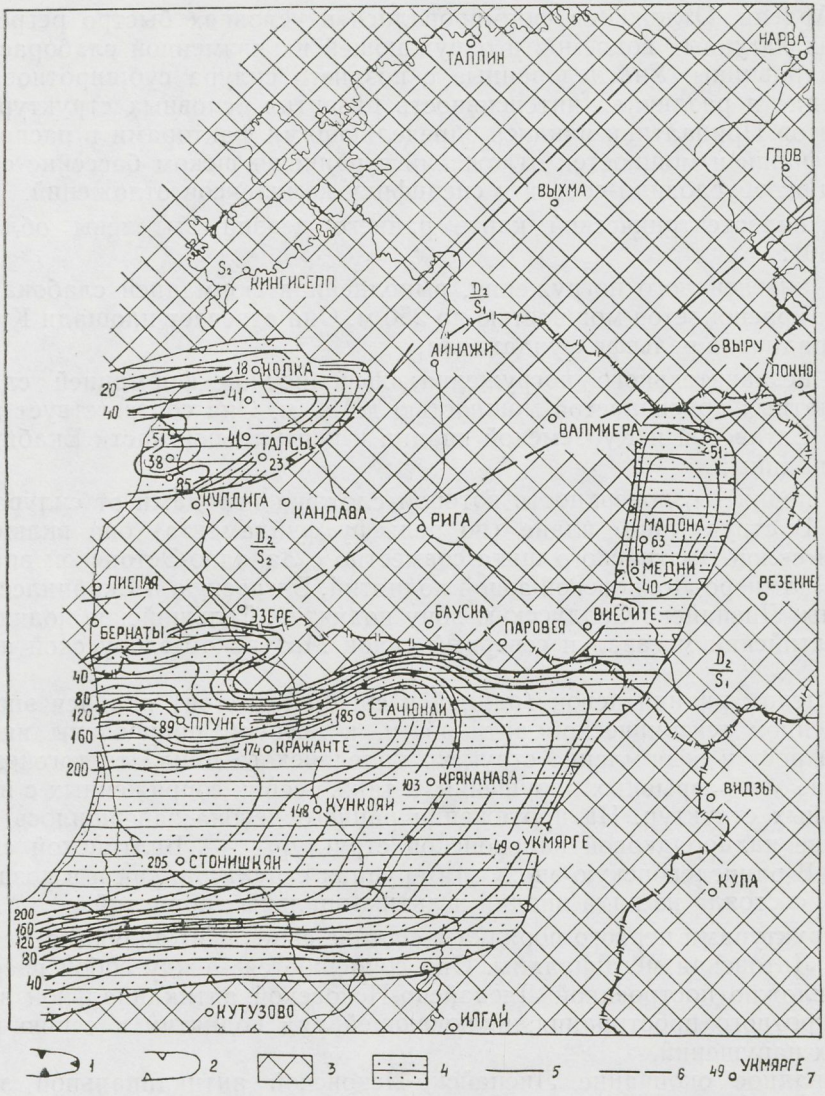


Рис. 30. Палеотектоническая карта раннего девона: *1* — область интенсивного погружения; *2* — область незначительного погружения; *3* — область поднятия; *4* — формация слабокарбонатных красноцветов; *5* — изопахиты; *6* — зоны тектонических нарушений; *7* — скважина, мощность отложений.

Амплитуда основного разлома в центральной части достигает 500 м, у южных разломов — 200 м.

На восточном продолжении Лиепайско-Салдусской зоны очень резко выражено Инчукалнское поднятие с пологим южным и крутым северным крылом, осложненным разломом. Здесь вскрыт сдвоенный разрез

отложений, свидетельствующий о наличии взброса с амплитудой до 200 м. Размеры поднятия 15×3 км, высота 100 м. Восточным продолжением антиклинальной зоны является Валмиеро-Локновский вал.

Структурами второго порядка, осложняющими Эстонскую мегавпадину, являются Курземская и Западно-Эстонская впадины, а также Кулдигское валообразное поднятие, включающее ряд мелких локальных поднятий и имеющее сложное строение. Размеры поднятий 10×3 км, амплитуда 20—50 м.

С юга к Лиепайско-Псковской антиклинальной зоне примыкает Литовская мегавпадина, замыкание которой находится в районе городов Остров и Пыталово. Бóльшая часть северного крыла мегавпадины редуцирована. Структурами второго порядка являются Тельшяйское валообразное поднятие, Прибалтийский мегавал, Куршская, Елгавская и Екабпилсская впадины.

Тельшяйское поднятие имеет большую протяженность и прослеживается по линии Крюкай—Жаренай—Толяй, уходя в Балтийское море. Для поднятия характерно общее погружение шарнира на запад. На всем протяжении зона с юга осложнена Тельшяйским разломом, амплитуда которого составляет 250—100 м. Замковая часть поднятия осложнена мелкими локальными поднятиями (например, Плунгеское).

Кроме описанных структур второго порядка в пределах Эстонской и Литовской мегавпадин выделяется ряд более мелких впадин и поднятий. Детальное строение структурных форм Балтийской синеклизы и характер их развития на протяжении всей геологической истории от начала каледонского этапа до современного положения на дочетвертичной поверхности приведены в книге «Геологическое строение и нефтегазоносность акваториальной части Балтийской синеклизы» (Рига, «Зинатне», 1977. Авт.: Ф. К. Волколаков, И. А. Поливко, Е. Н. Агальцова, В. И. Яковлева).

После завершения раннедевонского геотектонического этапа структурный план рельефа фундамента региона приобрел более сложное строение по сравнению с силурийским, но по-прежнему четко выделяются западная и восточная площади с различными особенностями строения и мощностями осадочного чехла. Западные районы (до меридиана г. Рига) на всем протяжении раннедевонского тектонического этапа являлись крупной отрицательной структурой, погружающейся на юго-запад. Мощность кембро-силурийских и нижнедевонских образований в ней изменяется от 600 м в бортовых частях до 1315 м в центральных районах структуры. В ней четко выделяются Куршская (XI), Елгавская (X) и Курземская (IX) впадины, Тельшяйское поднятие (VI) и Лиепайско-Салдусская зона поднятий (V) (рис. 31). Наиболее погруженной структурой являлась Куршская впадина, мощность отложений к концу раннего девона в которой достигала 1300 м (в Елгавской — 1100 м, в Курземской — более 1000 м). Структуры по сравнению с додевонским планом имеют несколько иные конфигурацию и площадь. Наблюдается некоторое смещение осей Куршской и Курземской впадин на север, а Елгавской — на юг и более северо-восточная их ориентировка; круче становятся их борта.

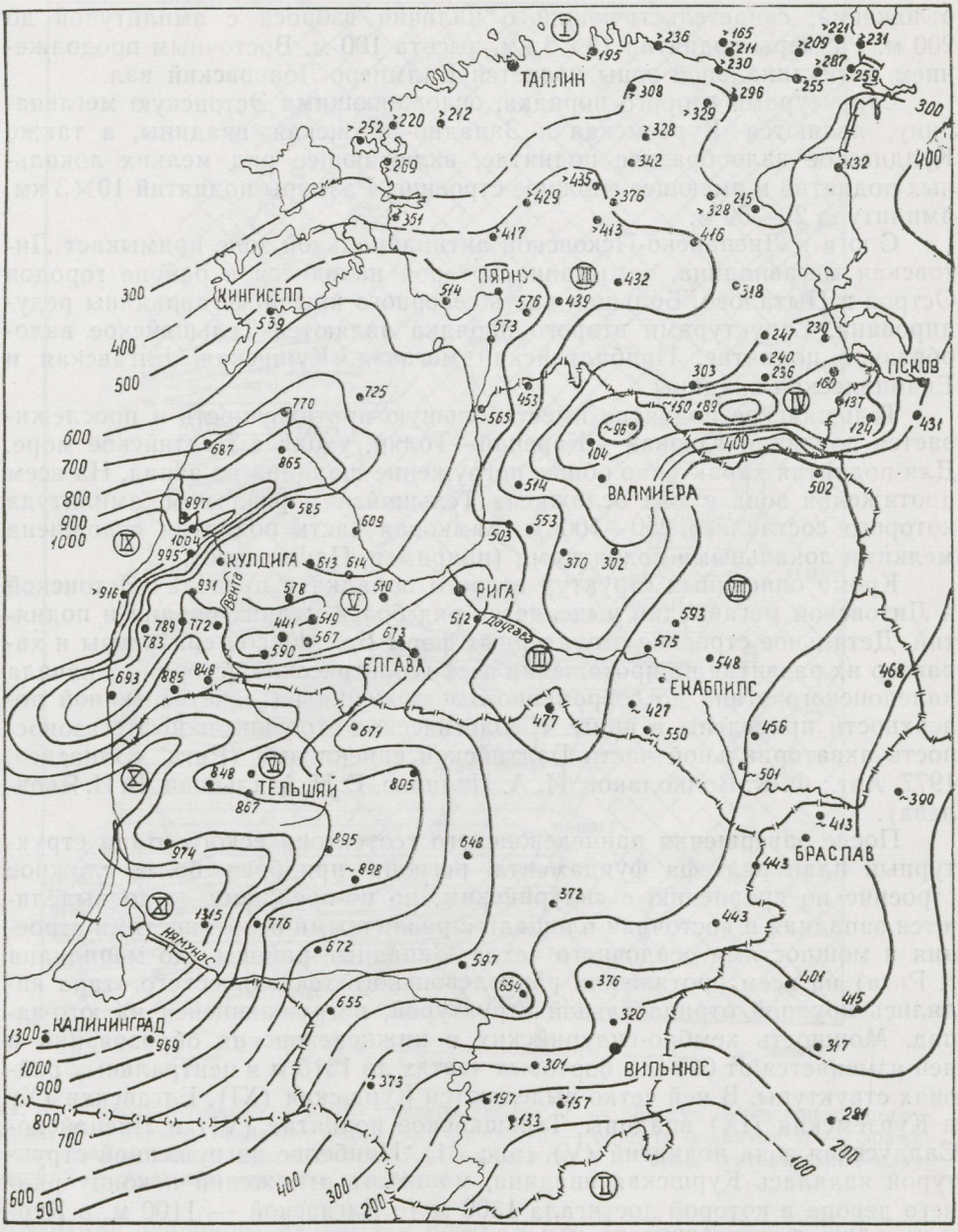


Рис. 31. Палеоструктурная карта рельефа фундамента к началу среднего девона: *I* — выступ Балтийского щита; *II* — Мазурско-Белорусская антеклиза; *III* — Прибалтийский мегавал; *IV* — Валмиеро-Локновская зона поднятий; *V* — Лиепайско-Салдусская

Эти особенности развития впадин были обусловлены ростом поднятий на юге Прибалтики и формированием их в единую Мазурско-Белорусскую антеклизу, а также интенсивным воздыманием и расширением площади Тельшяйского поднятия и Прибалтийского мегавала. В своде Тельшяйского поднятия сформировались Плунгеская, Салантайская и ряд других локальных структур. Лиепайско-Салдусская зона поднятий к концу раннего девона имела более широкий свод и была более дифференцированной по сравнению с даунтонской структурой: выявился ряд локальных поднятий, в сводах которых лудловские отложения в различной степени были размыты. Южное крыло Салдусского поднятия, как и Инчукалнское и Валмиеро-Локновская зоны поднятий, расположенные северо-восточнее Лиепайско-Салдусской зоны, было осложнено разрывными нарушениями. Более четким являлось Тельшяйское поднятие. В приподнятой восточной его части, а также в восточных районах Лиепайско-Салдусской зоны поднятий и в прибортовых частях разделяющих их впадин произошел более глубокий размыв силурийских отложений — до венлока.

Восточная часть Прибалтики к концу раннедевонского этапа (как и в додевонское время) представляла собой приподнятый по сравнению с западной частью территории участок фундамента, где мощность кембро-силурийских отложений достигла 600 м. Структурный план, унаследованный от додевонского времени, так же, как на западе, стал более сложным. Здесь продолжали существовать субширотная Западно-Эстонская (VII) и субмеридиональная Екабпилсская (VIII) впадины, Валмиеро-Локновская зона поднятий (IV) и Прибалтийский мегавал (III), конфигурация которых стала сложнее. Валмиеро-Локновская антиклинальная зона вытянута в субширотном направлении и состоит из ряда локальных поднятий: Локновского, Мынистского и Валмиерского. На поверхность в них выходят различные горизонты ордовика, кембрия и архея. Значительно увеличилась площадь Прибалтийского мегавала, включающего Пандеверское и Эрглинское поднятия и Вильнюсский выступ, ярче проявилась его связь с южным склоном Балтийского щита на севере и Мазурско-Белорусской антеклизой на юге, в районе Лида—Вильнюс.

К началу герцинского геотектонического этапа, когда под отложениями брекона и эйфеля были погребены образования осадочного чехла каледонского этажа, территория Прибалтики имела более сложное строение, чем в диттоне (рис. 32). Центральные части Куршской, Елгавской и Курземской впадин выполняли отложения диттона; борта впадин были сложены породами даунтона. На площадях поднятий между впадинами широкое распространение имели отложения пагегяйских слоев верхнего

зона поднятий; *VI* — Тельшяйское поднятие; *VII* — Западно-Эстонская впадина; *VIII* — Екабпилсская впадина; *IX* — Курземская впадина; *X* — Елгавская впадина; *XI* — Куршская впадина (*1* — скважина и мощность осадочного чехла; *2* — изопахиты достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*)).

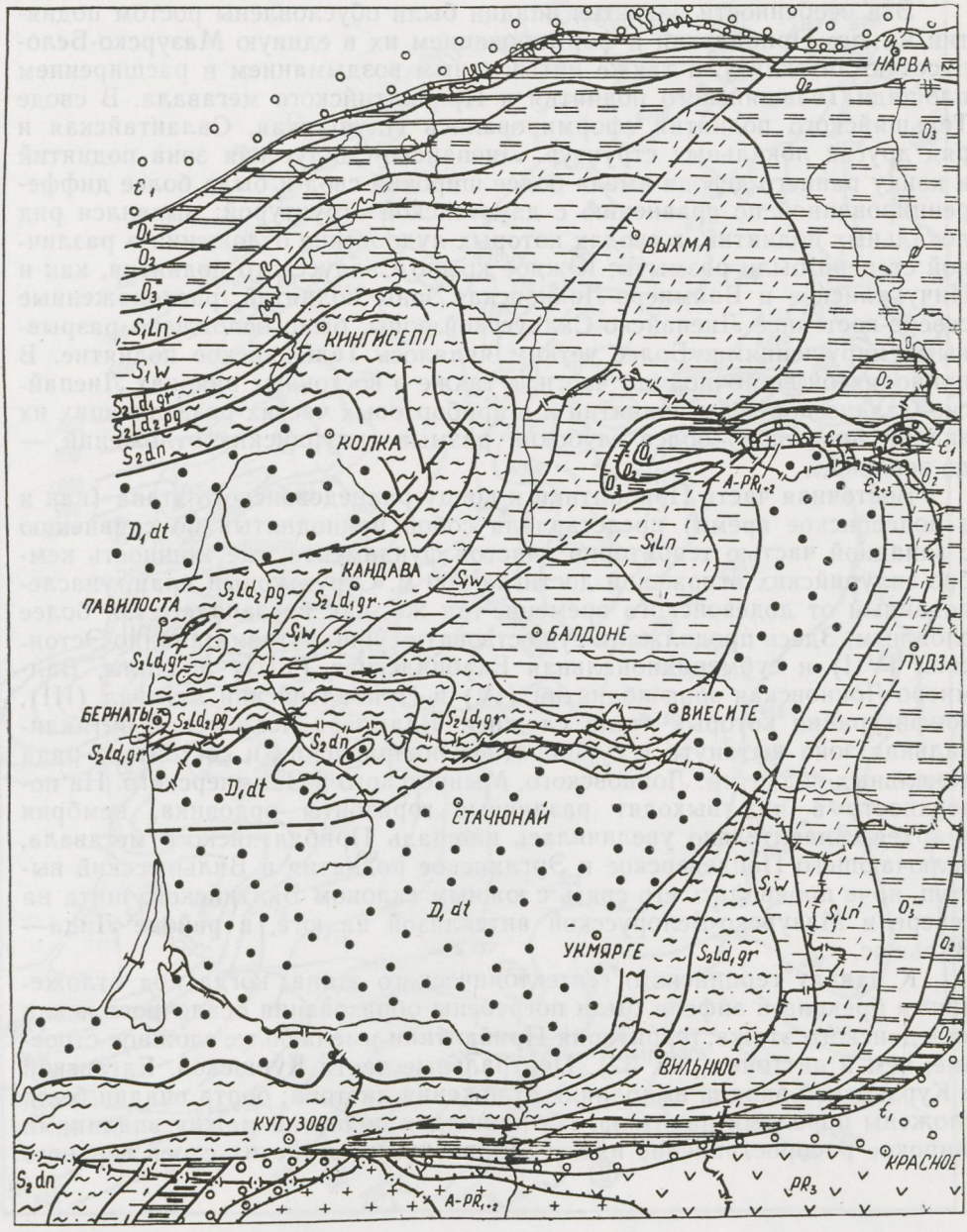


Рис. 32. Палеогеографическая карта к началу среднего девона.
Условные обозначения см. на рис. 26.

лудлова, а в сводах структур обнажались породы граптолитовых слоев нижнего лудлова и венлока.

Восточная часть территории Прибалтики, в связи с начавшейся в позднем силуре постепенной миграцией морского бассейна с востока на запад [19], более длительное время, чем западные районы, представляла собой область денудации. Площади поднятий здесь сложены образованиями различных горизонтов нижнего силура, ордовика и кембрия. В своде Мынистской локальной структуры выходят породы архея. Площадь Екабпилсской впадины выполнена отложениями нижнего силура. В центральной (наиболее погруженной) ее части наблюдаются сокращенной мощности отложения диттона.

ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ

Девонско-карбоновый этап, соответствующий герцинскому геотектоническому циклу, охватывает отрезок геологической истории более 100 млн. лет. После интенсивной структурной перестройки, наблюдавшейся в раннем девоне, вновь началось прогибание средней части рассматриваемого региона, продолжавшееся в течение среднего и и позднего девона и карбона. Прогибание являлось дифференцированным для различных участков, проходило на фоне общего погружения района и сопровождалось образованием трех формаций, последовательно сменявших одна другую по разрезу: карбонатно-терригенная (средний девон) — карбонатная (поздний девон) — терригенно-карбонатная (ранний карбон). Все эти формации слагают единый структурный этаж платформенного чехла, с резким несогласием залегающий на протерозойско-нижнедевонских образованиях. Наибольшее прогибание испытала средняя часть региона, где суммарная мощность отложений среднего-верхнего девона и нижнего карбона составляет 700—900 м. Максимум прогибания располагался в северной части побережья Литвы и прилегающей акватории.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП

К началу среднедевонского этапа геотектонического развития, начавшегося на территории Прибалтики с кемерского времени, эта площадь Северо-Западного региона платформы являлась областью значительного выравнивания. В позднедиттонское время весь регион представлял собой пенеплен, на поверхности которого в условиях жаркого климата происходило выветривание и разложение пород. Подобные условия к началу среднедевонского этапа существовали во многих районах Русской платформы [72, 82, 85, 90].

Своеобразие развития территории Прибалтики в среднем девоне обусловлено началом нового — герцинского геотектонического цикла на

Русской платформе. На протяжении среднего девона происходило интенсивное погружение восточных районов Прибалтики в сторону Московской синеклизы, что существенно повлияло как на особенности развития структурного плана, так и на характер седиментогенеза. В среднем девоне начинает формироваться новый структурный план региона — план герцинского этапа платформенного чехла, существенно отличающийся от каледонского.

КЕМЕРСКОЕ ВРЕМЯ

Территория Прибалтики в начале тектонического этапа являлась областью интенсивного погружения между выступом Балтийского щита на севере и поднятием Мазурско-Белорусской антеклизы на юге (рис. 33, *а*). По сравнению с каледонским этапом происходит резкое смещение районов максимального прогибания с запада на восток. Отмечается также усиление воздымания северной части Мазурско-Белорусской антеклизы и некоторое погружение южного склона Балтийского щита, чем обусловлено широкое (трансгрессивное) распространение кемерской свиты в Северной Прибалтике. Наиболее значительные погружения испытывали восточные районы Северной Прибалтики, примыкавшие к площади Московской синеклизы, особенно площадь крупной ка-

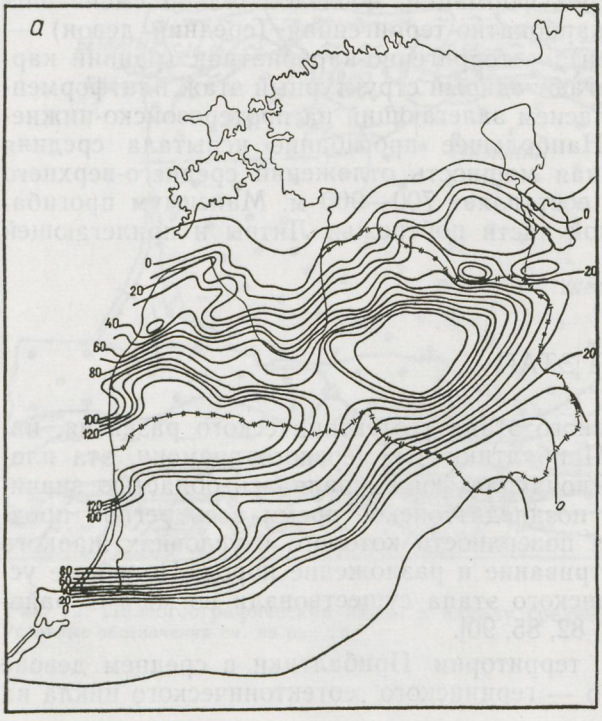
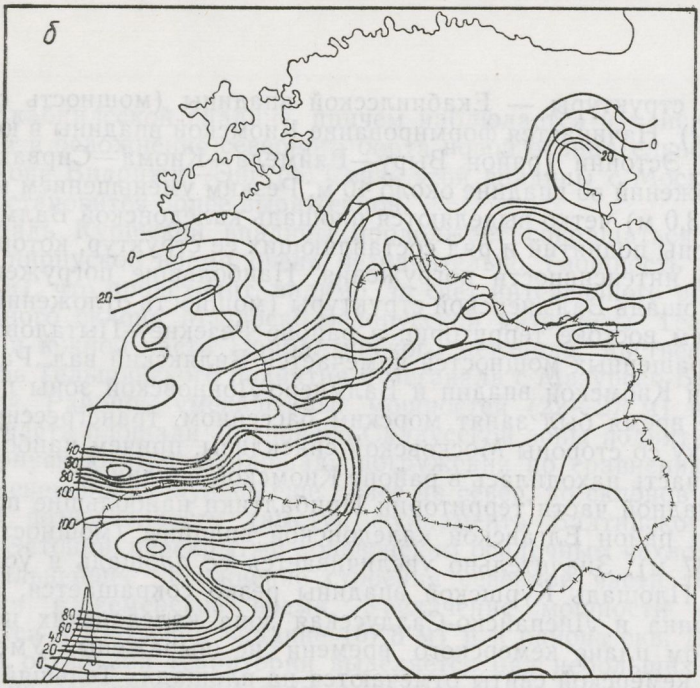
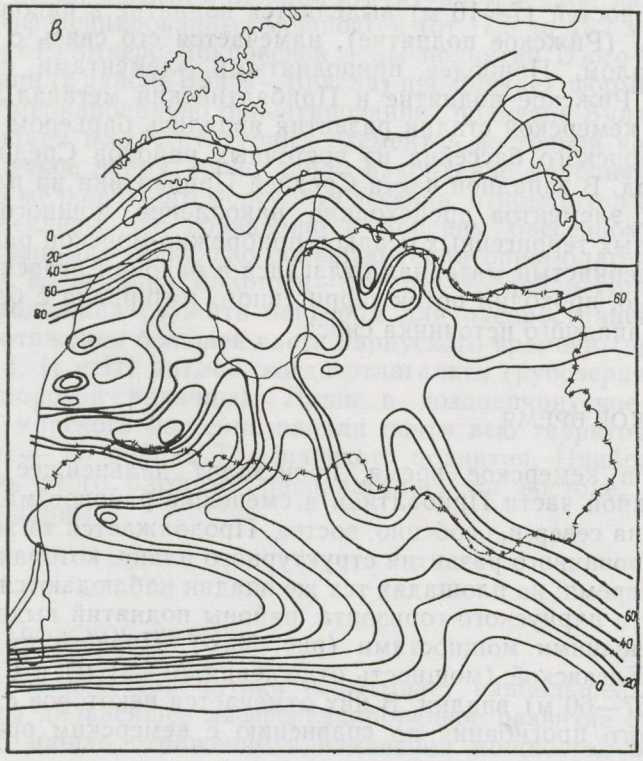


Рис. 33. Карта мощностей кемерского (*а*), пярнуского (*б*) и ранненаровского (*в*) времени.


б
0
20
0
20
40
60
80
100
100
80
60
40
20
0


в
0
20
40
60
80
60
60
40
20
0

ледонской структуры — Екабпилсской впадины (мощность отложений 102—129 м). Начинается формирование Киомской впадины в юго-восточной части Эстонии (район Выру—Вяймела—Киома—Сирваку). Мощность отложений во впадине около 40 м. Резким уменьшением мощностей (до 6,5—13,0 м) четко выделяются площадь каледонской Валмиеро-Локновской зоны поднятий и ряд составляющих ее структур, которые различались по интенсивности погружения. Наибольшие погружения испытывала площадь Валмиерской структуры (мощность отложений до 50 м). На крайнем востоке территории в районе Резекне—Пыталово—Дрисса зоной сокращенных мощностей намечается Вилякский вал. Район Екабпилсской и Киомской впадин и Валмиеро-Локновской зоны поднятий в кемерское время был занят морским бассейном, трансгрессирующим в Прибалтику со стороны Московской синеклизы, причем наиболее глубоководная часть находилась в районе Киомской впадины.

В западной части территории Прибалтики наибольшие погружения испытывал район Елгавской каледонской впадины (мощность отложений до 137 м). Значительно увеличивается ее площадь и усложняется строение. Площадь Куршской впадины резко сокращается, а Курземская впадина и Лиепайско-Салдусская зона каледонских поднятий в структурном плане кемерского времени не выражены. Уменьшенные мощности кемерской свиты отмечаются на площадях Тельшяйского поднятия (до 89 м) и Прибалтийского мегавала (74—85 м). Зоной сокращенных мощностей (7—16 м) выделяется поднятие в районе Айнажи—Рига—Талсы (Рижское поднятие), намечается его связь с Прибалтийским мегавалом. Наиболее приподнятыми элементами структурного плана были Рижское поднятие и Прибалтийский мегавал, которые на протяжении кемерской стадии развития являлись барьером для распространения морского бассейна из восточных районов Средней Прибалтики на запад. В западной части Средней Прибалтики на площади всех структурных элементов происходило накопление мощного комплекса разнозернистых терригенных осадков прибрежно-морской равнины. Наиболее грубозернистый материал отлагался в районе Елгавской впадины. Здесь, видимо, проходил поток терригенного материала с близко расположенного западного источника сноса.

ПЯРНУСКОЕ ВРЕМЯ

Как и в кемерское время, происходит дальнейшее воздымание структур южной части Прибалтики и смещение районов максимального прогибания на север и, особенно, восток. Продолжается та же тенденция дифференцированного развития структурного плана, которая наметилась в кемерское время: на площадях тех же впадин наблюдаются максимальные мощности пярнуского горизонта, районы поднятий выделяются значительно меньшими мощностями (рис. 33, *б*). Происходит дальнейшее углубление Елгавской (мощность отложений 79—91 м) и Екабпилсской (мощность 57—60 м) впадин. В них отмечается некоторое смещение зон максимального прогибания по сравнению с кемерским временем, осо-

бенно в Екабпилсской впадине, причем наблюдается изменение ее конфигурации и осложнение северного борта новой отрицательной структурой в районе Видрижи—Энгуре. Связь этой впадины с Московской синеклизой становится более выраженной.

Площадь Куршской впадины продолжает сокращаться. Прогибание ее в пярнуское время очень незначительно (мощность отложений около 30 м), что происходит, видимо, за счет интенсивного роста структур северного склона Мазурско-Белорусской антеклизы, Тельшяйского поднятия и южной части Прибалтийского мегавала. Явственнее становится связь Тельшяйского поднятия и мегавала с Мазурско-Белорусской антеклизой. Районом уменьшенных мощностей (22—27 м) выделяется основная часть площади Лиепайско-Салдусской зоны поднятий.

В пярнускую стадию площадь погружения по сравнению с кемерским временем продвинулась еще далее на север, до склонов Палеопандеверской возвышенности (выступ фундамента Балтийского щита в Северной Эстонии, перекрытый додевонским осадочным чехлом). Происходило дальнейшее усложнение строения северной части территории, начавшееся в кемерское время. Увеличение мощности отложений наблюдается в Киомской впадине (57,8 м) и в районе скв. Друвас (до 35 м). На остальной территории выделяется ряд небольших поднятий, имеющих непосредственную связь с выступами южного склона Балтийского щита, отраженными в нижнем структурном этаже. Так, своеобразная зона дифференцированных мощностей (от 17,5 до 37,7 м) отмечается на структурах Валмиеро-Локновской зоны поднятий. В юго-восточной части территории (в районе Видза—Брасла) продолжает формироваться небольшое субмеридионально ориентированное поднятие Вилякского вала.

На площади всех структурных элементов восточной части Прибалтики в пярнуское время происходило накопление карбонатно-терригенных осадков мелководного морского бассейна, открытого в сторону Московской синеклизы. По сравнению с морским бассейном кемерского времени он занимал несколько большую территорию благодаря проникновению вод во впадину Видрижи—Энгуре. Но район Прибалтийского мегавала продолжал служить барьером для распространения моря на запад на протяжении большей части пярнуского времени (время осадконакопления I, II и III ритмов, когда отлагались грубозернистые осадки прибрежно-морской равнины). Лишь в позднепярнуское время (IV ритм) воды морского бассейна заняли почти всю территорию Средней Прибалтики — до района Тельшяйского поднятия. Наиболее глубоководная часть этого бассейна располагалась на востоке, на площади Киомской впадины.

РАННЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ

Вся территория Прибалтики испытывает наибольшее погружение, продолжается дальнейшее дифференцированное развитие структур территории, что нашло отражение в изменении мощностей отложений и

расположении литолого-фациальных зон бассейна на площадях впадин и разделяющих их поднятий. Повсеместно в районах впадин были развиты отложения сравнительно глубоководных частей наровского бассейна, а на площадях поднятий — мелководные фации. Происходит значительное углубление и расширение площадей впадин (рис. 33, *в*). Особенно увеличивается площадь Екабпилсской впадины, преимущественно в северном и восточном направлениях. Заметнее становится ее связь с Московской синеклизой. Мощность нижненаровского подгоризонта в ней 60—87 м, а в районе г. Стренчи — 95 м. Значительно увеличивается площадь Курземской впадины. Мощность отложений в ней достигает 73—94 м. Как и в пярнуское время, эта впадина охватывала площадь Айзпуте-Кулдигской локальной структуры каледонского плана. Елгавская впадина занимала ту же площадь, что и в пярнуское время, и также имела крутые склоны и широкое дно. Однако ориентировка ее восточной части изменилась с широтной на субмеридиональную. Мощность нижненаровских отложений здесь от 96,7 м в западной части до 72,5 м в северо-восточной. Более четкое оформление, по сравнению с пярнуским, получила Куршская впадина. Площадь ее несколько увеличилась, впадина испытала более значительное погружение (мощность отложений в ней до 97 м), борта стали круче.

В ранненаровском структурном плане четко выделяется поднятие Прибалтийского мегавала (35—54 м). Ярче, чем в пярнуское время, проявляется его связь с Рижским поднятием (район Айнажи—Рига—Энгуре) на севере и Тельшяйским поднятием на западе. Более сложное строение, чем в пярнуское время, мегавал имел в восточной части — его конфигурация осложнилась Субатской структурой, а меридиональная ориентировка нарушилась центриклинальным замыканием Куршской впадины в районе Укмярге. На площади Тельшяйского поднятия мощность нижненаровского подгоризонта, по сравнению с прилегающими впадинами, уменьшилась от 87 до 63 м. Сокращенными мощностями (64—53 м) характеризуется основная часть Лиепайско-Салдусской зоны поднятий, причленяющаяся на севере к Рижскому поднятию южного склона Балтийского щита.

Таковы основные черты развития структурного плана территории Средней Прибалтики для первой половины среднедевонского геотектонического этапа — для трансгрессивной его стадии. По сравнению с раннедевонским этапом произошло существенное перераспределение направленности и интенсивности развития структур. Область наибольшего прогибания переместилась в восточные районы Средней Прибалтики. На протяжении трансгрессивной стадии развития происходит постепенное смещение оси максимального прогибания территории с юга на север и значительная дифференциация степени погружения структурных элементов. Значительно сократилось прогибание Куршской и Курземской впадин — основных отрицательных структур каледонского плана. Областью наибольшего погружения стали площади Екабпилсской и Елгавской впадин (рис. 34). Увеличилась дифференциация площадей каледонских зон поднятий, в особенности районов Тельшяйского поднятия и Прибалтийского мегавала на юге и структур южного склона Балтийского

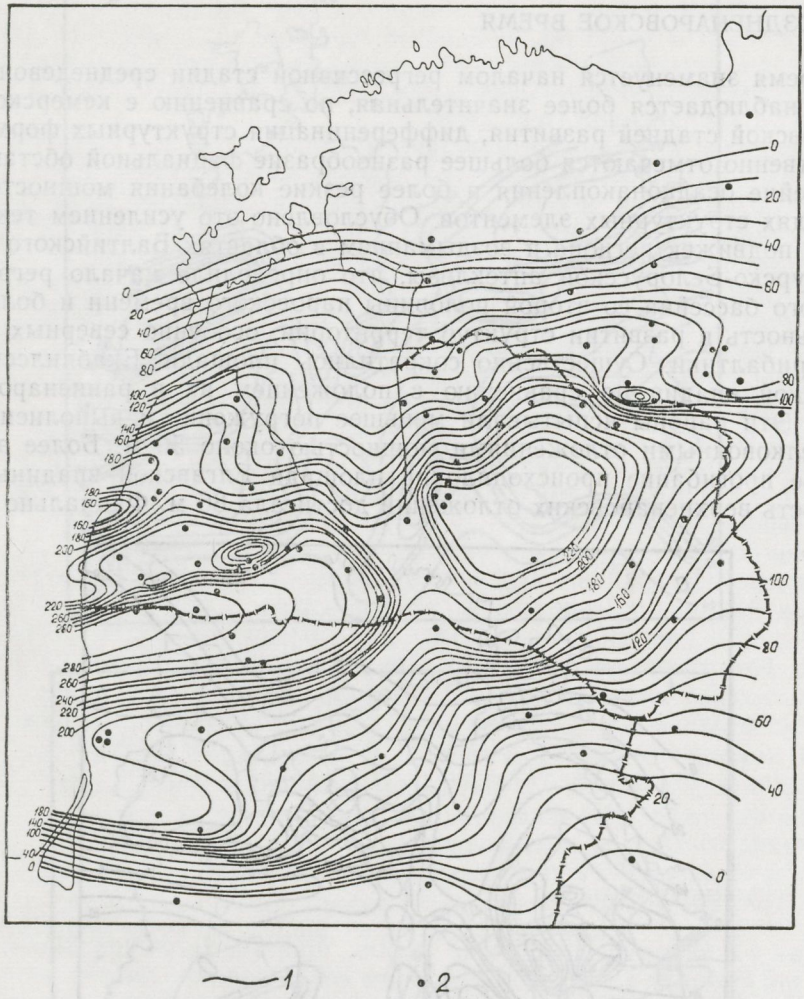


Рис. 34. Карта мощностей трансгрессивного комплекса отложений среднего девона: *1* — изопахиты; *2* — скважины.

щита на севере. Это связано с ростом поднятий северной части Мазурско-Белорусской антеклизы и значительным погружением площади южного склона Балтийского щита. Начала формироваться новая — Киомская впадина, зонами сокращенных мощностей наметились Вилякский вал, Рижское и Субатское поднятия.

ПОЗДНЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ

Время знаменуется началом регрессивной стадии среднедевонского этапа, наблюдается более значительная, по сравнению с кемерско-ранненаровской стадией развития, дифференциация структурных форм. Соответственно отмечаются большее разнообразие фациальной обстановки в бассейне осадконакопления и более резкие колебания мощностей на площадях структурных элементов. Обусловлено это усилением тектонических подвижек региона и воздыманием в областях Балтийского щита и Мазурско-Белорусской антеклизы, что определило начало регрессии морского бассейна со второй половины наровского времени и большую мобильность в развитии структур территории, особенно северных районов Прибалтики. Существенно сократились площади Екабпилсской и Куршской впадин по сравнению с положением их в ранненаровское время. Эти районы испытывали меньшее погружение и выполнены более мелководными отложениями мощностью около 50 м. Более значительное прогибание происходило на площади Елгавской впадины, где мощность верхненаровских отложений достигала 86 м. Фациально отло-

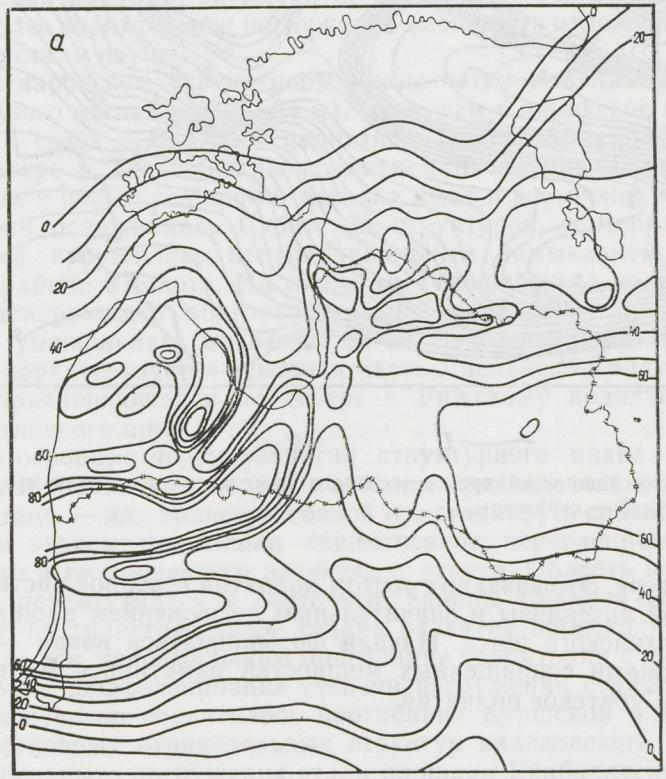
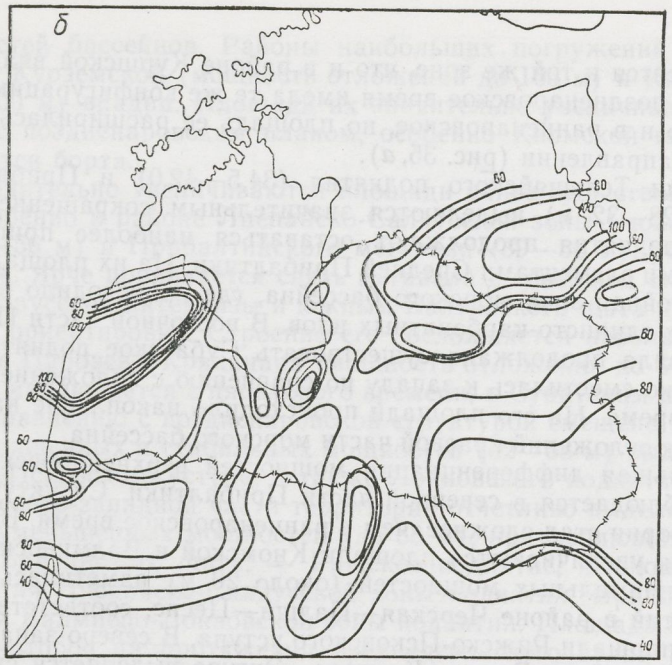
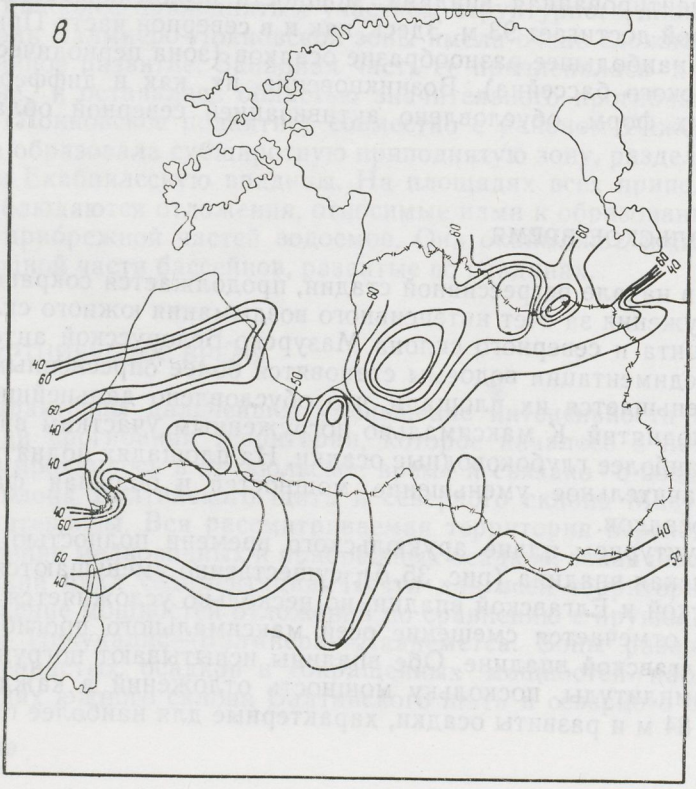


Рис. 35. Карты мощностей поздненаровского (*а*); арукюльского (*б*) и буртниекского (*в*) времени.


б


в

жения относятся к той же зоне, что и в районе Куршской впадины. Эта структура в поздненаровское время имела те же конфигурацию и ориентировку, что и в ранненаровское, но площадь ее расширилась в северо-восточном направлении (рис. 35, *а*).

Площади Тельшяйского поднятия (34,5—42,0) и Прибалтийского мегавала (28—32 м) выделяются значительным сокращением мощностей. Эти поднятия продолжают оставаться наиболее приподнятыми структурными элементами Средней Прибалтики. На их площади существовала застойная зона морского бассейна, где происходило накопление гипсоносных глинисто-карбонатных илов. В восточной части Прибалтийского мегавала продолжало существовать Субатское поднятие, но ось его несколько сместилась к западу по сравнению с положением в ранненаровское время. На его площади происходило накопление карбонатно-терригенных отложений краевой части морского бассейна.

Наибольшая дифференциация мощностей верхненаровского подгоризонта наблюдается в северной части Прибалтики. Структурный план этой территории стал сложнее, чем в ранненаровское время. В широтном направлении увеличиваются площади Киомской и Валмиерской впадин. Районом минимальных мощностей (около 20 м) наметилась широтная зона поднятий в районе Черская—Палши—Цесис, соответствующая современной площади Рижско-Псковского уступа. В северо-западной части территории в районе Ремте—Кандава—Энгуре выделяется субмеридионально ориентированная впадина, мощность верхненаровских отложений в которой достигает 93 м. Здесь, как и в северной части Прибалтики, отмечается наибольшее разнообразие осадков (зона периодического осушения морского бассейна). Возникновение их, как и дифференциация структурных форм, обусловлено активизацией северной области поднятия.

АРУКЮЛЬСКОЕ ВРЕМЯ

Как и в начале регрессивной стадии, продолжается сокращение площади погружения за счет интенсивного воздымания южного склона Балтийского щита и северного склона Мазурско-Белорусской антеклизы. В бассейне седиментации водоемы становятся более опресненными, значительно уменьшается их площадь, что обусловлено дальнейшим ростом структур поднятий. К максимально погруженным участкам впадин приурочены наиболее глубоководные осадки. На площадях поднятий наблюдается значительное уменьшение мощностей и большая фациальная пестрота осадков.

В структурном плане арукюльского времени полностью нивелируется Куршская впадина (рис. 35, *б*), существенно уменьшаются площади Екабпилсской и Елгавской впадин, но несколько усложняется их конфигурация и отмечается смещение осей максимального прогибания, особенно в Елгавской впадине. Обе впадины испытывают погружение одинаковой амплитуды, поскольку мощность отложений в каждой из них достигает 84 м и развиты осадки, характерные для наиболее глубоковод-

ных частей бассейнов. Районы наибольших погружений смещаются в сторону Курземской (мощность отложений до 103 м) и Киомской (мощность 100 м) впадин. Площади их значительно увеличиваются по сравнению с поздненаровским планом, особенно Киомской впадины; круче становятся борта.

Значительно увеличиваются площади ранее существовавших поднятий, особенно в районе Лиепайско-Салдусской зоны (мощность отложений 50—56 м) и Прибалтийского мегавала (39—56 м), усложняется их строение. Ярче проявляется связь мегавала с северным склоном Мазурско-Белорусской антеклизы и южным Балтийского щита и меридиональная его ориентировка. Строение его осложняется небольшой впадиной в районе Паровея—Крякянава (мощность отложений до 81 м), развитие которой наблюдается с пярнуского времени, и Субатским поднятием (ось его по сравнению с поздненаровской структурой смещена к западу). Зоной сокращенных и стабильных мощностей (52—58 м) выделяется район Рижско-Псковского уступа, а также Локновского поднятия (37 м).

В северо-западной части территории отчетливо выделяется площадь сильно уменьшенных мощностей (до 38 м), причленяющаяся к южному склону Балтийского щита, — Рижское поднятие, являющееся районом сочленения Лиепайско-Салдусской зоны поднятий, Прибалтийского мегавала и Валмиеро-Локновской зоны поднятий. Площадь Рижского поднятия, которое на протяжении среднедевонского этапа развивалось с тенденцией незначительного погружения, в арукюльское время становится наиболее приподнятым участком структурного плана территории. Площадь Валмиеро-Локновской зоны имела очень сложное и дифференцированное развитие. Западная часть ее причленялась к Екабпилсской впадине и оставалась областью значительного прогибания. Восточная часть (Локновское поднятие) совместно с районом Рижско-Псковского уступа образовала субширотную приподнятую зону, разделяющую Киомскую и Екабпилсскую впадины. На площадях всех приподнятых структур наблюдаются отложения, относимые нами к образованиям мелководной и прибрежной частей водоемов. Они окаймляют зоны осадков глубоководной части бассейнов, развитые во впадинах.

БУРТНИЕКСКОЕ ВРЕМЯ

Характерны дальнейшее уменьшение интенсивности и сокращение площади прогибания территории, которое началось в поздненаровское и ярко проявилось в арукюльское время и связано с воздыманием южного склона Балтийского щита и северного склона Мазурско-Белорусской антеклизы. Вся рассматриваемая территория переходит в область накопления мелководных и прибрежных осадков, заканчивающих среднедевонский цикл седиментации. Почти для всей территории характерно уменьшение мощностей отложений по сравнению с арукюльскими, кроме района Инчукалнс—Валмиера—Лаанеметса. Зоны развития наиболее грубозернистых осадков и сокращенных мощностей наблюдаются на площадях южного склона Балтийского щита и северного склона Мазур-

ско-Белорусской антеклизы, в районах Прибалтийского мегавала (27—47 м), Лиепайско-Салдусской зоны поднятий (32—44 м) и Локновского поднятия (30 м). Характерно значительное расширение площади поднятий, особенно Прибалтийского мегавала, а также усложнение их строения (рис. 35, *в*), продолжающееся с арукюльского времени. Роль последней структуры как барьера между бассейнами западной и восточной частей Средней Прибалтики выражена в характере осадков еще ярче, чем в арукюльское время. Резко уменьшаются площадь и интенсивность погружения (мощность отложений до 56 м) меридиональной впадины, осложняющей южную часть мегавала. Ось ее несколько смещается на запад, в район Бауска—Крякянава.

На площади Екабпилсской впадины отмечаются те же мощности пород (45—47 м), что и на площади мегавала. По сравнению с арукюльским временем существенно сокращается площадь и уменьшается интенсивность погружения Елгавской (мощность 60—66 м), Курземской (68 м) и Киомской (78 м) впадин. Последняя занимает лишь небольшой участок в районе Печоры—Мяра—Киома. На территории Валмиеро-Локновской зоны поднятий, бóльшая часть площади которой в арукюльское время была районом значительного погружения, в буртниекское время наблюдается интенсивная дифференциация движений, выраженная как в значительном колебании мощностей (от 30 м на Локновском поднятии до 106 м на Валмиерском и Инчукалнском), так и в многообразии фациальных особенностей отложений.

Таковы основные особенности развития структур территории Прибалтики в регрессивную поздненаровско-буртниекскую стадию среднедевонского этапа. Происходит значительное воздымание северной и южной площадей Прибалтики. Начинается поднятие южного склона Балтийского щита наряду с продолжающимся ростом северного склона Мазурско-Белорусской антеклизы. Зона наибольшего погружения фундамента из восточной части (что было характерно для трансгрессивной стадии) смещается в центральные и западные районы Средней Прибалтики. Отмечается более дифференцированное развитие всех структурных элементов (рис. 36), что обусловливает разнообразие литолого-фациальных зон и резкое колебание мощностей по сравнению с предыдущей стадией. Заметно сокращаются площади впадин.

На основании последовательного рассмотрения особенностей геотектонического развития территории на протяжении различных стадий среднедевонского этапа выявлены следующие закономерности строения.

1. Основные структурные элементы территории являются унаследованными от каледонского этапа. Это — Куршская, Елгавская и Курземская впадины, Тельшяйское поднятие и Лиепайско-Салдусская зона поднятий в западной части Прибалтики, Прибалтийский мегавал, Екабпилсская впадина и Валмиеро-Локновская зона поднятий в восточной части Прибалтики. Развитие их на протяжении среднедевонского этапа шло неравномерно. Перераспределение направленности тектонических движений в среднем девоне обусловливает изменение конфигурации, площади и степени прогибания структур.

2. В начальную стадию герцинского этапа происходит интенсивная

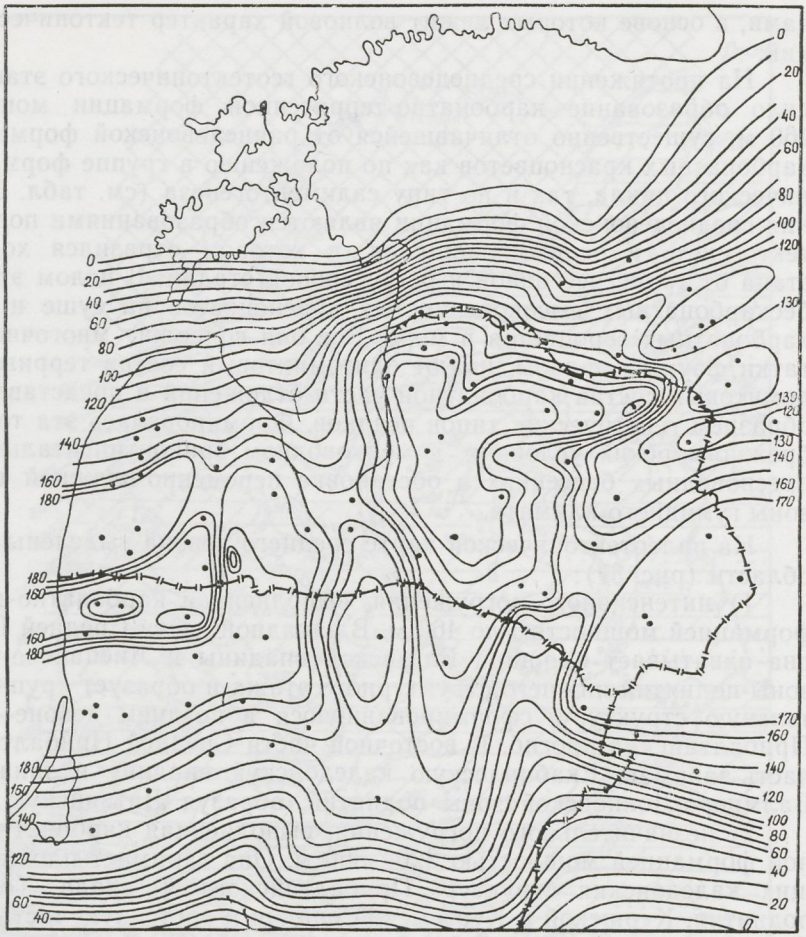


Рис. 36. Карта мощностей регрессивного комплекса отложений среднего девона. Условные обозначения см. на рис. 34.

переработка тектонических форм нижнего структурного этажа и заложение структурных элементов второго этажа платформенного чехла. Появляется ряд новых структур, зарождение которых отмечается в различные стадии среднедевонского этапа, — Киомская впадина, Рижское и Субатское поднятия, Вилякский вал.

3. Все структурные элементы территории имеют конседиментный характер развития, что подтверждают закономерности распределения мощностей и литолого-фациальных зон в бассейнах седиментации на протяжении всего среднего девона.

4. Некоторая миграция осей впадин и поднятий в различные стадии развития среднедевонского этапа обусловлена региональными причи-

нами, в основе которых лежит волновой характер тектонических движений.

На протяжении среднедевонского геотектонического этапа происходило образование карбонатно-терригенной формации мощностью до 460 м, существенно отличавшейся от раннедевонской формации слабокарбонатных красноцветов как по положению в группе формаций тектонического цикла, так и по типу садиментогенеза (см. табл. 3). Отложения среднедевонской формации являются образованиями полного цикла тектогенеза и осадконакопления, в котором отразился ход развития этапа от трансгрессивной к регрессивной стадии. В целом это комплекс бескарбонатных высокоглинистых красноцветов на суше и сульфатно-карбонатных сероцветов в море. Все они содержат многочисленные остатки фауны и флоры, имеют олигомиктовый состав терригенной и доломитовый состав карбонатной части отложений и представлены разнообразием генетических типов осадков. Формировалась эта толща в прибрежно-морских условиях, в мелководном эпиконтинентальном море и пресноводных бассейнах в обстановке переменно-влажной тропической зоны гумидного климата.

На палеотектонической карте среднего девона выделены следующие области (рис. 37):

1) интенсивного погружения, выполненная карбонатно-терригенной формацией мощностью до 460 м. В западной части Средней Прибалтики она охватывает площади Елгавской впадины и Лиепайско-Салдусской зоны поднятий нижнего структурного этажа и образует крупную отрицательную структуру, сформировавшуюся в позднем девоне—карбоне в Прибалтийский прогиб. В восточной части Средней Прибалтики эта область занимает Екабпилсскую каледонскую впадину и западную часть Валмиеро-Локновской зоны поднятий, образуя Латвийскую седловину;

2) незначительного погружения, выполненная карбонатно-терригенной формацией мощностью 320—360 м. Она занимает площадь следующих каледонских структур: Прибалтийского мегавала, Тельшяйского поднятия, Куршской и Курземской впадин и восточную часть Валмиеро-Локновской зоны поднятий, образует склоны Прибалтийского прогиба;

3) поднятия, сложенная породами нижнего силура и более древними образованиями. Это бóльшая часть южного склона Балтийского щита на севере и северный склон Мазурско-Балорусской антеклизы на юге, смыкающиеся с Латвийской седловиной.

Средний девон был начальным этапом герцинского тектонического цикла и существенно отличался от раннедевонского этапа, завершившего каледонский цикл. Это была эпоха, когда основной тенденцией в структурной эволюции было погружение, охватившее бóльшую часть территории Прибалтики. На протяжении среднего девона происходила существенная перестройка древнего тектонического плана. Характерно значительное усложнение строения структур и более дифференцированное их развитие по сравнению с каледонским этапом. В результате были заложены новые крупные (надпорядковые) структуры, дальнейшее развитие и усложнение которых продолжалось до конца герцинского цикла тектогенеза. Это Прибалтийский прогиб (I) на западе и Латвийская

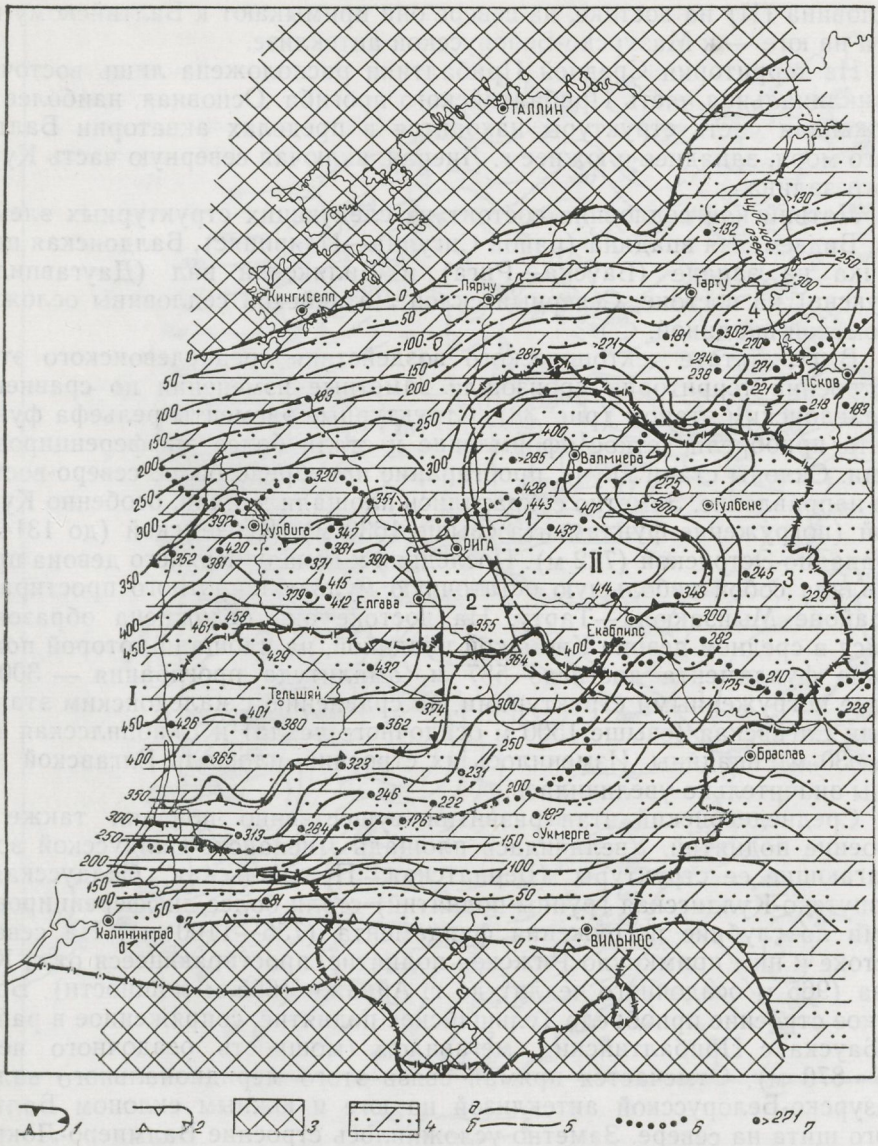


Рис. 37. Палеотектоническая карта среднего девона: *1* — область интенсивного погружения; *2* — область незначительного погружения; *3* — область поднятия; *4* — карбонатно-терригенная формация; *5* — изопахиты достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*); *6* — граница современного распространения отложений; *7* — скважина и мощность. Структурные элементы: *I* — Прибалтийский прогиб; *II* — Латвийская седловина (*1* — Видземская впадина; *2* — Балдонская перемычка; *3* — Вилякский вал; *4* — Киомская впадина).

седловина (II) на востоке, на севере они примыкают к Балтийскому щиту, а на юге — к Мазурско-Белорусской антеклизе.

На территории Средней Прибалтики расположена лишь восточная периклинальная часть Прибалтийского прогиба. Основная, наиболее погруженная часть структуры находится в пределах акватории Балтийского моря, западнее и южнее г. Лиепая, включая северную часть Куршского залива.

Латвийская седловина состоит из следующих структурных элементов: Видземская впадина (район Сигулда—Плявиняс), Балдонская перемычка на западе (Бауска—Рига) и Вилякский вал (Даугавпилс—Алуксне) на востоке. Северный склон Латвийской седловины осложнен Киомской впадиной.

В результате тектонического воздействия среднедевонского этапа в строении территории произошли заметные изменения по сравнению с каледонским этапом (рис. 38). Структурные элементы рельефа фундамента приобрели четкое оформление и стали более дифференцированными. Склоны стали круче, простирание приобрело более северо-восточное направление. Заметно сократились площади впадин, особенно Куршской (погружение фундамента свыше 1630 м), Курземской (до 1314 м) и Западно-Эстонской (722 м). Последняя к началу верхнего девона представляла собой небольшую остаточную мульду широтного простирания в районе Мыйзакюла—Тарту. На востоке она осложнена образовавшейся в среднем девоне Киомской впадиной, на площади которой погружение фундамента достигло 587 м, амплитуда прогибания — 300 м. Более погруженными структурами, по сравнению с каледонским этапом, стали Елгавская (свыше 1500 м осадочного чехла) и Екабпилсская (более 930 м) впадины. Изменилось их строение, площадь Елгавской впадины значительно увеличилась.

Среднедевонский этап развития существенно повлиял также на строение поднятий. Увеличилась площадь Лиепайско-Салдусской зоны. Слагающие ее структуры (Бернатская, Приекульская, Салдусская и Айзпутско-Кулдигская группы поднятий) стали более дифференцированными по глубине погружения фундамента (736—1100 м). На северо-востоке к ним примкнуло Рижское поднятие, простирающееся от г. Кандава (965 м осадочного чехла) до г. Айнажи (655 м мощности). Более четкое строение приобрело Тельшяйское поднятие, сопряженное в районе г. Бауска с Прибалтийским мегавалом (мощность осадочного чехла 715—870 м). Отмечается прямая связь этого меридионального вала с Мазурско-Белорусской антеклизой на юге и южным склоном Балтийского щита на севере. Заметно усложнилось строение Валмиеро-Локновской зоны поднятий. На южном борту этой структуры наблюдается четкий флексурообразный перегиб слоев, соответствующий современной зоне Рижско-Псковского уступа. Наиболее приподнятым участком Валмиеро-Локновской зоны является Мынистская структура с глубиной залегания фундамента 210 м. На восточной окраине Средней Прибалтики более четкое и сложное строение (по сравнению с досреднедевонской структурой) приобрел Вилякский вал, ограничивающий с востока Екабпилсскую впадину.

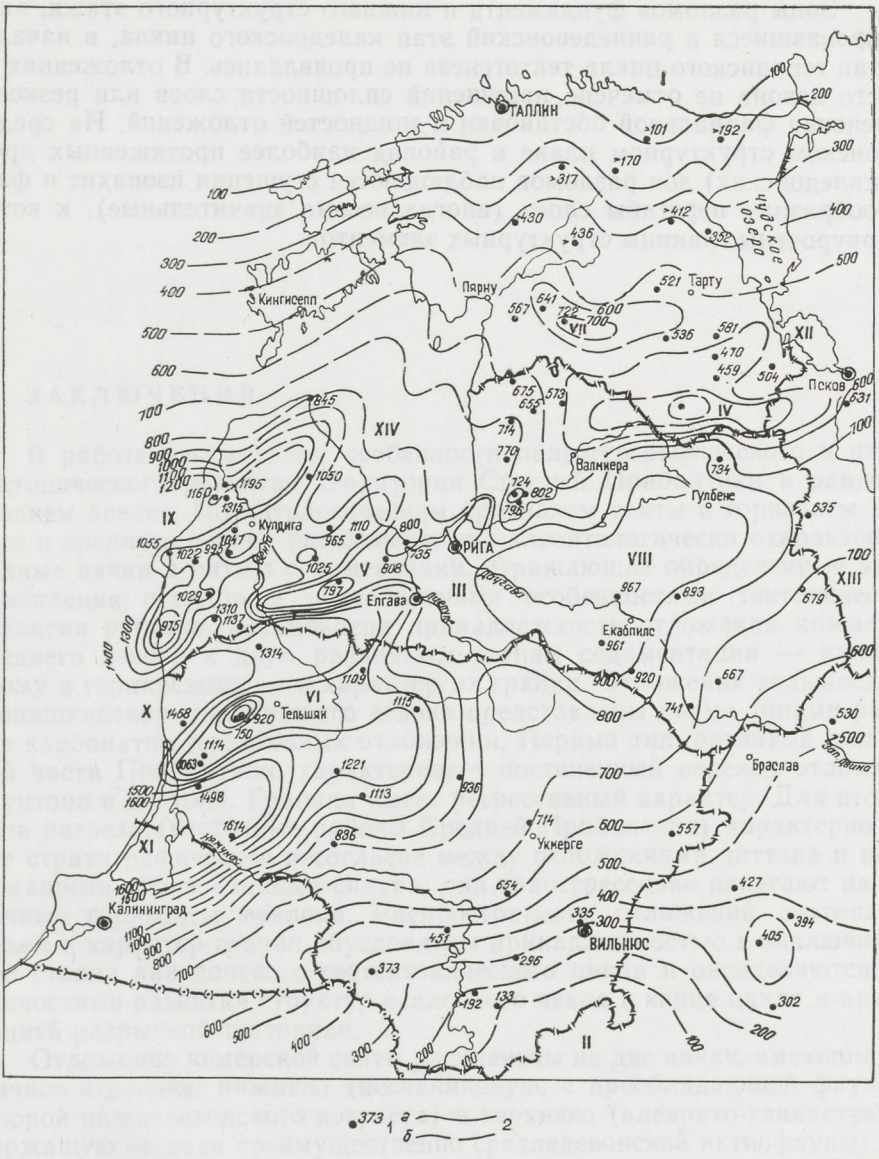


Рис. 38. Палеоструктурная карта рельефа фундамента к началу позднего девона: *I* — выступ Балтийского щита; *II* — Мазурско-Белорусская антеклиза; *III* — Прибалтийский мегавал; *IV* — Валмиеро-Локновская зона поднятий; *V* — Лиепайско-Салдусская зона поднятий; *VI* — Тельшяйское поднятие; *VII* — Западно-Эстонская впадина; *VIII* — Екабпилсская впадина; *IX* — Курземская впадина; *X* — Елгавская впадина; *XI* — Куршская впадина; *XII* — Киомская впадина; *XIII* Вилякский вал; *XIV* — Рижское поднятие (*1* — скважина и мощность отложений осадочного чехла; *2* — изопахиты достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*)).

Зоны разломов фундамента и нижнего структурного этажа, активизировавшиеся в раннедевонский этап каледонского цикла, в начальный этап герцинского цикла тектогенеза не проявлялись. В отложениях среднего девона не отмечено нарушений сплошности слоев или резкого изменения фациальной обстановки и мощностей отложений. На среднедевонском структурном плане в районах наиболее протяженных древних (каледонских) зон разломов наблюдаются сгущения изопахит и флексурообразные перегибы слоев (иногда весьма значительные), к которым приурочены границы структурных элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены особенности палеогеографического и палеотектонического развития территории Средней Прибалтики в раннем и среднем девоне. По литологическим признакам свиты и горизонты нижнего и среднего девона расчленены на палеонтологически охарактеризованные пачки и ритмы седиментации, отражающие определенные этапы накопления осадков и обусловленные особенностями тектонического развития региона. Установлена принадлежность отложений нижнего и среднего девона к двум различным этапам седиментации — каледонскому и герцинскому — и характер их границ. Отложения тильжеской и стонишкяйской свит нижнего девона представлены двумя типами разрезов карбонатно-терригенных отложений. Первый тип, развитый в западной части Прибалтики, характеризует постепенный переход отложений даунтона и диттона. Граница имеет регрессивный характер. Для второго типа разреза (восточные районы Средней Прибалтики) характерно резкое стратиграфическое несогласие между отложениями диттона и нижележащими образованиями силура; они трансгрессивно налегают на различные горизонты венлока. Распространение отложений диттона, их объем и характер границ обусловлены принадлежностью к заключительной стадии каледонского геотектонического цикла и определяются особенностями развития структур осадочного чехла в конце цикла и активизацией разрывной тектоники.

Отложения кемерской свиты расчленены на две пачки, имеющие ритмичное строение: нижнюю (песчаниковую, с преобладающей фауной и флорой нижнедевонского возраста) и верхнюю (алеврито-глинистую, содержащую остатки преимущественно среднедевонской ихтиофауны). Обе пачки являются образованиями единого этапа седиментации. Длительность перерыва между кемерской свитой и нижележащими образованиями гораздо значительнее, чем между диттоном и силуром (от диттона до архея включительно). Биостратиграфический возраст кемерской свиты не соответствует принадлежности этих образований к начальной стадии среднедевонского этапа герцинского цикла седиментации и тектонического развития территории.

В пярнуском горизонте выделено четыре ритма песчаников и алев-

рито-глинистых или карбонатных пород, содержащих ихтиофауну и флору среднего девона. В наровском горизонте установлены четыре пачки частого ритмичного переслаивания глинисто-карбонатных (две нижние пачки) или песчано-карбонатных пород (две верхние пачки). В арукюльских слоях старооскольского горизонта выделены глинистая и песчано-глинистая пачки, а в буртниекских слоях — два крупных ритма (в нижнем преобладают песчаники, в верхнем — песчанистые алевролиты).

Значительная фациальная изменчивость отложений нижнего и среднего девона обусловлена накоплением толщи во время наиболее интенсивных движений земной коры в конце каледонского и начале герцинского тектонических циклов. Выявлены строение и условия формирования бассейнов осадконакопления в тильжеский, стонишкяйский, кемерский, пярнуский, ранненаровский, поздненаровский, арукюльский и буртниекский отрезки времени и общая направленность палеогеографического развития территории в раннем и среднем девоне.

Установлена закономерная связь фаций и мощностей отложений с особенностями формирования структурного плана территории и становления структурных элементов в различные отрезки времени раннего и среднего девона. Доказано наличие двух тектонических этапов, имеющих различную направленность развития и принадлежащих к разным циклам тектогенеза. Основные моменты геотектонического развития каждого этапа выражаются в следующем.

1. Отложения раннего девона являются образованиями завершающего этапа каледонского геотектонического цикла. Развитие диттонского бассейна седиментации было пульсационным, с тектонической направленностью, унаследованной от позднего силура. Особенности седиментации тильжеского и стонишкяйского времени обусловлены принадлежностью к регрессивной стадии развития остаточных водоемов, унаследованных от силурийского Западно-Европейского морского бассейна. В западной части Прибалтики в районах интенсивного прогибания, начавшегося еще в позднем силуре, наблюдался постепенный переход от мелководных морских отложений даунтона к лагунным образованиям диттона. В бортовых частях впадин отмечались перерывы в осадконакоплении. Наибольшим объем перерыва был в Екабпилсской впадине. На площади поднятий в раннем девоне протекала интенсивная денудация силурийских и нижнепалеозойских пород. Тектонически активные зоны в районе Лиепая—Салдус и Талсы—Павилоста являлись барьером распространения бассейнов седиментации в центральные районы Средней Прибалтики.

На рубеже силурийской и раннедевонской эпох не произошло существенных изменений в тектоническом развитии территории Средней Прибалтики. Структурный план позднего силура в общем виде сохранился к началу раннего девона и в основных чертах оказался унаследованным на протяжении всего раннедевонского этапа. По-прежнему область прогибания земной коры находилась в западной части Прибалтики, происходило дальнейшее становление структурных элементов Балтийской синеклизы и завершалось ее формирование.

Ранний девон являлся эпохой повышенной тектонической активности, когда отмечался интенсивный рост поднятий и активизация серии разрывных нарушений. Дифференцированное развитие территории обусловлено значительными блоковыми подвижками по зонам разломов. В раннем девоне закончилось формирование Лиепайско-Псковской антиклинальной зоны и серий поднятий на ней, сопряженных с разломами.

2. На границе ранне- и среднедевонского этапов существовал перерыв, длительность которого возрастала с запада на восток. Произошла перестройка тектонического плана территории, обусловившая существование двух структурных этажей осадочного чехла.

Отложения кемерской свиты трансгрессивно, с угловым несогласием налегают на нижне- и среднеднттонские, силурийские и нижнепалеозойские и архейские образования.

3. Средний девон является начальным этапом герцинского геотектонического цикла. Особенности его развития обусловлены интенсивным прогибанием земной коры на большей части территории Русской платформы, в которое были вовлечены сначала восточные районы, а затем и вся территория Средней Прибалтики.

Этапность наступления морской трансгрессии из районов Московской синеклизы определила специфику палеогеографической обстановки и стадийность формирования бассейнов осадконакопления на протяжении всей среднедевонской эпохи. В карбонатно-терригенной формации среднего девона Прибалтики выделяется несколько парагенетических комплексов отложений трансгрессивной и регрессивной стадий этого цикла седиментации. Отложения кемерского, пярнуского и ранненаровского времени являются образованиями трансгрессивной стадии развития, начавшейся комплексом терригенных отложений прибрежноморской зоны и мелководного морского бассейна с пониженной и нормальной соленостью вод. В период максимального развития трансгрессии происходило накопление сероцветных глинисто-карбонатных отложений в бассейне с повышенной соленостью вод. В поздненаровское, арукюльское и буртниекское время формировались осадки регрессивной стадии развития — пестроцветные терригенно-карбонатные отложения быстро мелеющего моря и красноцветные терригенные осадки реликтовых опресняющихся водоемов.

Средний девон представлял собой эпоху относительного покоя, основной тенденцией структурной эволюции которого было погружение. В отличие от раннего девона наиболее интенсивные погружения наблюдались в восточных районах Прибалтики. Направленность стадий геотектонического развития территории и их смена обусловлены особенностями тектонических движений в районе южного склона Балтийского щита северной части Мазурско-Белорусской антеклизы. Развитие структур было конседиментным. Становление их происходило очень дифференцированно, но однонаправленно в трансгрессивной и регрессивной стадиях. Характерны интенсивное прогибание площади Екабпилсской впадины на востоке и Елгавской на западе, зарождение новых структурных элементов (Киомской впадины, Рижского поднятия и Вилякского вала), а также значительное усложнение всего структурного плана Сред-

ней Прибалтики. Куршская и Курземская впадины, четко выраженные в плане первого структурного этажа, в среднем девоне были областями незначительного прогибания. Не находит ясного отражения также Лиепайско-Псковская антиклинальная зона, интенсивно формировавшаяся в раннем девоне; она дифференцируется на ряд поднятий и впадин.

В результате тектогенеза среднедевонского этапа в строении структурного плана произошли значительные изменения и усложнения по сравнению с каледонским. Началось формирование герцинских структур региона — Прибалтийского прогиба на западе и Латвийской седловины на востоке. Зоны разрывных нарушений фундамента и нижнего структурного этажа, активизировавшиеся в раннедевонском этапе, в начальный этап герцинского тектогенеза не выражены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельская А. Д. Изменение одновозрастных комплексов спор эйфельского яруса центральной части Русской платформы. — В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., «Наука», 1972, с. 48—52.
2. Бгатов В. И., Казаринов Б. П. Литолого-формационный анализ осадочных толщ. Новосибирск, 1962. 65 с.
3. Берзинь Л. Э. Основные черты новейшей тектоники территории Латвийской ССР (в связи со структурой кристаллического фундамента и осадочного чехла). Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. М., 1969. 20 с.
4. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
5. Василяускас В. М. Литология нижней пестроцветной толщи девона Польско-Литовской синеклизы. Дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Вильнюс, 1968. 167 с.
6. Василяускас В. М., Клаус Н. И., Сауленас В. В. О распространении и мощностях диттонского яруса в Прибалтике. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 28—31.
7. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. М., Госполитиздат, 1948. 215 с.
8. Веножинскене А. И. Споровые комплексы стонишкяйской, шешувской и виеситской свит Литвы. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1964, с. 42—51.
9. Вийдинг Х. А. Литолого-минералогический состав и вопросы генезиса терригенных отложений девона Северной Прибалтики. — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М., «Наука», 1968, с. 75—81.
10. Гайлите Л. К., Рыбникова М. Н., Ульст Р. Ж. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967. 336 с.
11. Геккер Р. Ф. К палеогеографии девона Русской платформы. — В кн.: Девон Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1953.
12. Геккер Р. Ф. О прижизненных связях организмов геологического прошлого. — В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М., «Наука», 1966, с. 14—30.
13. Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, Изд-во АН БССР, 1961. 183 с.
14. Голубцов В. К., Кедо Г. И., Махнач А. С. Средний девон Белоруссии. — Рефераты докладов к III Международному симпозиуму по границе силура и девона, стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., 1968, с. 57—62.
15. Жейба С. Новые данные по фауне и стратиграфии наровского горизонта Южной Прибалтики. — В кн.: Научные труды вузов ЛитССР. Вильнюс, 1971, вып. 8.

16. Жинью М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952. 638 с.
17. Инданс А. П. Тектоническая структура Латвии и ее развитие в палеозое. Рига, изд-во АН ЛатвССР, 1962. 172 с.
18. Инданс А. П. Древнейшая структура Прибалтики. — В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967, с. 245—260.
19. Каплан А. А. О генезисе брекчий наровского горизонта Прибалтики. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Прибалтики и Белоруссии. Л., 1968, с. 161—167.
20. Каратаюте В. Н. Об образе жизни представителей сем. *Asterolepididae* (*Pterichtyes*). — Научные сообщения ИГ АН ЛитССР, 1958, т. 8, с. 258—270.
21. Каратаюте-Талимаа В. Н. Данные к стратиграфии нижнего девона Южной Прибалтики. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1964, с. 21—39.
22. КаратаютеТалимаа В. Н., Нарбутас В. В. О выделении шяшувской свиты в разрезе девона Польско-Литовской синеклизы. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс. «Минтис», 1964, с. 52—56.
23. Каратаюте-Талимаа В. Н. Смена ихтиофауны на границе силура и девона в Европе (по материалам лудлова—даунтона—диттона Прибалтики и Подолии). — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М., «Наука», 1968, с. 149—152.
24. Каратаюте-Талимаа В. Н., Нарбутас В. В. К стратиграфической интерпретации нижнего девона Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 21—27.
25. Кедо Г. И. Коллоквиум по спорам и пыльце девона Русской платформы. — «Сов. геол.», 1969, № 4.
26. Клеесмент А. Э. Отложения шяшувской и виеситской свит на территории Эстонии. — «Изв. АН ЭССР», 1966, т. 15, № 2, с. 260—264.
27. Клеесмент А. Э. Литология и литостратиграфия нижнего девона и эйфельского яруса Эстонии. Дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Таллин, 1969. 289 с.
28. Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат, 1960. 409 с.
29. Ксеншкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М., «Недра», 1968. 305 с.
30. Лиепиньш П. П. О нижних слоях девона западной части Главного девонского поля. — «Изв. АН ЛатвССР», 1952, № 11, с. 113—116.
31. Лиепиньш П. П. К стратиграфической схеме девона Прибалтики. — В кн.: Девон Русской платформы. М., Гостехиздат, 1953, с. 53.
32. Лиепиньш П. П. О нижних слоях девона западной части Восточно-Европейской платформы. — «ДАН», 1955, т. 103, № 2, с. 295—298.
33. Лиепиньш П. П. Девонские отложения Прибалтики. — В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии. Л., 1959, с. 56—68.
34. Люткевич Е. М. О стратиграфии палеозоя и триаса Прибалтики и о стратиграфической приуроченности в ней нефтепроявлений. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Прибалтики и Белоруссии. Л., 1968, с. 9—122.
35. Лярская Л. А. К вопросу о границе между средним и верхним девоном в Латвии. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Минтис», 1966, с. 281—286.
36. Лярская Л. А. Биофациальная зональность поздненаровского, арукюльского и буртниекского времени на территории Латвии. — В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967, с. 26—35.
37. Лярская Л. А. Ихтиофауна пограничных отложений среднего и верхнего девона Латвии, ее тафономия и фациальная приуроченность. Дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. М., 1969, 165 с.

38. Лярская Л. А., Поливко И. А. К литолого-стратиграфической характеристике девонских отложений Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 195—207.
39. Лярская Л. А., Поливко И. А. Литолого-стратиграфическая характеристика нижнего и среднего девона Латвии. — Материалы VI конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1970, с. 95—99.
40. Лярская Л. А. О границе эйфельского и живетского ярусов в Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 48—51.
41. Лярская Л. А. Пограничные нижне-среднедевонские отложения Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 45—55.
42. Лярская Л. А., Поливко И. А., Бендруп Л. П. Гаргждайская серия нижнего девона Латвии. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1975, с. 144—159.
43. Марк Э. Ю. Псаммостеиды (*Agnatha*) тартуского и гауйского горизонтов девона Эстонской ССР. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Таллин, 1955. 38 с.
44. Марк Э. Ю. О самостоятельности нижней и верхней частей тартуских слоев и об их номенклатуре. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1964, с. 64—66.
45. Марк Э. Ю., Паасикиви Л. Б. Геология. Т. 28. Девонская система. М., Госгеолтехиздат, 1960. 315 с.
46. Менакер Е. А., Федоренко Я. Д., Азарова Е. Д. Закономерность распределения химических элементов в разрезе девонских отложений Латвии. — Материалы VI конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1970, с. 204—206.
47. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1956. 1100 с.
48. Нарбутас В. В. Некоторые актуальные вопросы стратиграфии и номенклатуры девона Прибалтики. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1964, с. 8—21.
49. Нарбутас В. В., Василяускас В. М., Коркутис В. А. Новые данные к познанию палеогеографии и тектоники Южной Прибалтики в ранне- и среднедевонское время. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1964, с. 113—175.
50. Наумова С. Н. Спорово-пыльцевые комплексы девона Русской платформы. — В кн.: Девон Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1953, с. 302—310.
51. Никифорова О. И., Предтеченский Н. Н., Абушик А. Ф. Разрез силура и девона Подолии в связи с проблемой границы этих систем в Европе. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М., «Наука», 1968, с. 134—142.
52. Обручев Д. В. К стратиграфии среднего девона Ленинградской области. — «Записки Всерос. минерал. об-ва». Сер. 11. Ч. 62, вып. 2, 1933, с. 405—420.
53. Обручев Д. В. Основы палеонтологии. Бесчелюстные и рыбы. М., «Наука», 1964. 522 с.
54. Обручев Д. В. Об эйфельских отложениях в Главном девонском поле. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 39—47.
55. Обручева О. П. Панцирные рыбы девона СССР. М., 1962, с. 7—66.
56. Озолинь Н. К. Структура докембрийского фундамента территории Латвийской ССР (по данным геофизики). Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Рига, 1968.
57. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины. Минск, «Наука и техника», 1972, с. 147—165. Авт.: В. Я. Бессонова, А. М. Синичка, В. К. Голубцов, М. Г. Медведева.
58. Орвику К. К. Среднедевонские отложения Эстонии. — «Труды Тартуского ун-та», 1930, т. 16. с. 18—28.
59. Паасикиви Л. Б., Закашанский М. С. Перспективы нефтегазоносности Прибалтики. — В кн.: Охрана недр СССР, методы геол. съемки, поисков, разведки и оценки месторожд. М., 1965, вып. 34, сер. I. 52 с.

60. Паасикиви Л. Б. Геологическое строение и история развития Ханья-Локновского и Мынистского поднятий. — «Вопросы развед. геофизики», 1966, вып. 5, с. 5—18.

61. Пайхлова М., Лобановский Г., Томчикова Э. Фации нижнего девона в Польше. — Рефераты докладов к III Международному симпозиуму по границе силура и девона, стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., 1968, с. 147—148.

62. Пашкевичус И. Ю. Стратиграфия силура (Готландия) Южной Прибалтики.— «Труды ИГ АН ЭССР», 1960, т. 5, с. 159—170.

63. Поливко И. А. Фации, мощности и условия залегания пород наровского горизонта в Латвии. — В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967, с. 16—25.

64. Поливко И. А. Некоторые закономерности осадконакопления тартуского времени на территории Латвии. — В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967, с. 36—53.

65. Поливко И. А. Некоторые особенности строения швентойского горизонта верхнего девона на территории Латвийской ССР. — «Изв. АН ЛатвССР», 1967, № 7, с. 85—92.

66. Поливко И. А. Особенности осадконакопления в раннефранское время на территории Латвийской ССР. — «Сов. геол.», 1968, № 1, с. 46—56.

67. Поливко И. А. Палеография и палеотектоника раннего и среднего девона Средней Прибалтики (в связи с оценкой перспектив нефтеносности). Дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Л., 1971. 273 с.

68. Поливко И. А. О границе нижнего и среднего девона на территории Средней Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 33—38.

69. Поливко И. А. Особенности тектонического развития территории Прибалтики в среднем девоне—раннем карбоне. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 235—247.

70. Поливко И. А., Ульст Р. Ж. Геологическая обстановка в конце силурийского и начале девонского периодов. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 171—182.

71. Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов Д. Л. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методики фациально-палеогеографического картирования. Ташкент, Гостоптехиздат, 1963. 623 с.

72. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969. 231 с.

73. Ратеев М. А. Глинистые минералы и их фациальные связи в старооскольских и нижнещигровских отложениях — В кн.: Девонские отложения центральных областей Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 201—234.

74. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962. Л., 1965. 78 с.

75. Рухин Л. Б. Проблемы происхождения красноцветных толщ. — «Вестник ЛГУ», 1948, № 7, с. 24—57.

76. Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., Гостоптехиздат, 1953. 703 с.

77. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

78. Сакалаускас К. А. Тектоника и нефтегазоносность юго-западной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1968. 194 с.

79. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967. 223 с.

80. Сувейздис П. И. Тектонические черты Польско-Литовской синеклизы и ее южного и восточного обрамления. М., «Недра», 1964, с. 35—47.

81. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

82. Тихий В. Н. Девонский период. — В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964, с. 52—85.

83. Тихий В. Н. Что же принадлежит эйфельскому ярусу на Русской платформе? — «Сов. геол.», 1972, № 2, с. 33—44.
84. Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления в девоне на Русской платформе. М., «Недра», 1964. 107 с.
85. Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., «Недра», 1967. 268 с.
86. Условные обозначения и методические указания по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 45 с.
87. Ульст Р. Ж. О границах верхнего силура в Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 32—37.
88. Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Особенности распределения ряда химических элементов в девонских отложениях на территории Латвии. — В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1970, с. 272—288.
89. Хабаков А. В. Региональная палеогеография. М., Госнаучтехиздат, 1960. 101 с.
90. Хольтедаль У. Геология Норвегии. Ч. 1. М., ИЛ, 1957. 424 с.
91. Черейский Л. А. Нижние слои среднего девона Ленинградской области. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1934, т. 12, с. 15—27.
92. Чурилова Е. Г. Минералогическая корреляция верхнеживетских и нижнефранских отложений Латвии. — Материалы V конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968, с. 203—209.
93. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — «Труды ИГ АН ЭССР», 1951, вып. 135. 157 с.
94. Штрейс Н. А. Методы изучения тектонических структур. М., Изд-во АН СССР, 1960. 335 с.
95. Delatre Ch., Le Maitre D., Watelot G. Le Devonion inferieur et ses limites dans le Nord de la France. — «Mem. Bureau rech. geol. et minieres», 1967, Nr. 33,
96. Schmidt W. Parallelisierung der britischen mit der rheinischen Unterdevon-Gliederung. — In: Einleitung zum stratigraphischen Korrelationsschema für den Silur der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete. Berlin, 1964.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Глава первая. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА 9

НИЖНИЙ ДЕВОН 13

ТИЛЬЖЕСКАЯ СВИТА 13
СТОНИШКЯЙСКАЯ СВИТА 22

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ДЕВОН 25

КЕМЕРСКАЯ СВИТА 25

СРЕДНИЙ ДЕВОН 35

ПЯРНУСКИЙ ГОРИЗОНТ 35
НАРОВСКИЙ ГОРИЗОНТ 40
СТАРООСКОЛЬСКИЙ ГОРИЗОНТ 48
АРУКЮЛЬСКИЕ СЛОИ 49
БУРТНИЕКСКИЕ СЛОИ 52

Глава вторая. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА 57

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКАЯ ЭПОХА 59

РАННЕДЕВОНСКАЯ ЭПОХА 61

ТИЛЬЖЕСКОЕ ВРЕМЯ 61
СТОНИШКЯЙСКОЕ ВРЕМЯ 66
ПОЗДНЕДИТТОНСКОЕ ВРЕМЯ 72

СРЕДНЕДЕВОНСКАЯ ЭПОХА 73

КЕМЕРСКОЕ ВРЕМЯ 75
ПЯРНУСКОЕ ВРЕМЯ 83
РАННЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ 91
ПОЗДНЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ 97
АРУКЮЛЬСКОЕ ВРЕМЯ 104
БУРТНИЕКСКОЕ ВРЕМЯ 111

Глава третья. ПАЛЕОТЕКТОНИКА РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА . . . 119

КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ 121
ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЙ ЭТАП 121
РАННЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП 125
ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ 135
СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП 135
КЕМЕРСКОЕ ВРЕМЯ 136
ПЯРНУСКОЕ ВРЕМЯ 138
РАННЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ 139
ПОЗДНЕНАРОВСКОЕ ВРЕМЯ 142
АРУКЮЛЬСКОЕ ВРЕМЯ 144
БУРТНИЕКСКОЕ ВРЕМЯ 145
Заключение 153
Список литературы 157

Ильза Александровна Поливко

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
И ПАЛЕОТЕКТОНИКА
РАННЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА
СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ
ИБ № 278

Редактор Н. Буртниеце
Художник Э. Бурова
Художественный редактор Г. Крутой
Технический редактор И. Штокмане
Корректор Н. Лебедева

Сдано в набор 19 января 1977 г. Подписано к печати 16 декабря 1977 г. Типогр. бумага № 1, формат бумаги 70×90/16 10,25 физ. печ. л.; 11,99 усл. печ. л.; 11,80 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. ЯТ 06468. Цена 90 к. Издательство «Зинатне», Рига, ул. Тургенева, 19. Отпечатано в типографии «Циня» Государственного комитета Совета Министров Латвийской ССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Рига, ул. Блауманя, 38/40. Заказ № 1219-Д.

XI C

90 к.

90 к.

И. А. ПОЛИВКО

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА раннего и среднего девона СРЕДНЕЙ ПРИБАЛТИКИ