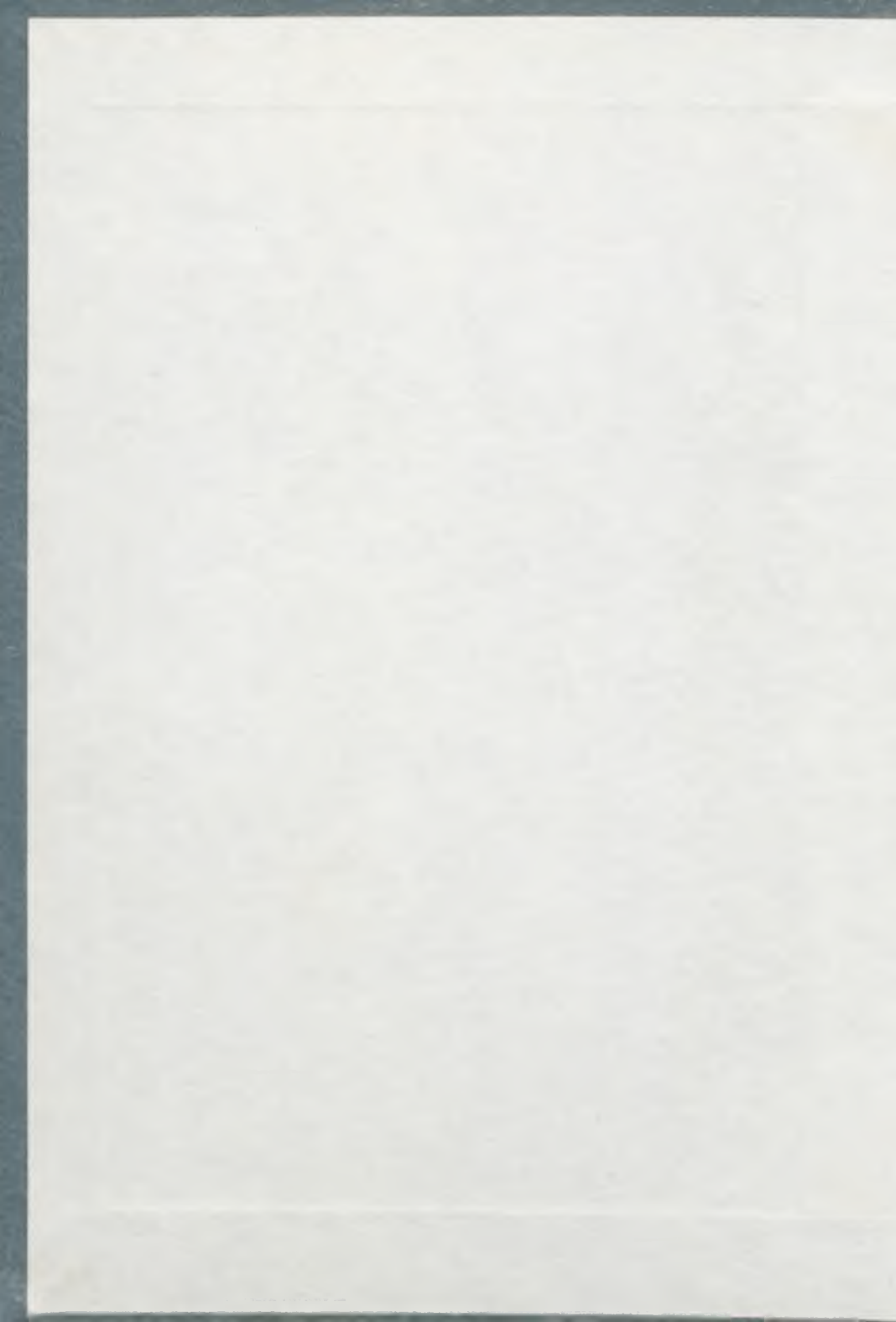


Эрика Юргенсон

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СИЛУРЕ ПРИБАЛТИКИ





Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

Nº 47

АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Эрика Юргенсон

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СИЛУРЕ ПРИБАЛТИКИ

ТАЛЛИН "ВАЛГУС" 1988

УДК 551.3.051:551.733.3 (474.2)

Художник-оформитель К. Тормис

Исследована литология силурийских отложений Прибалтики. Приведены данные о содержании и распределении CaO , MgO и терригенного компонента. Описываются минеральный состав терригенного и аутигенного компонента в песчано-алевритовой и тонкопелитовой фракциях. Учитывая минеральный состав выделены в силурийском разрезе Прибалтики 10 однородных литокомплексов. Анализировано содержание основных макро- и микроэлементов в карбонатной и терригенной части отложений. Основываясь на полученные данные выявлены основные условия осадко-накопления в силурийском бассейне Прибалтики: гидрохимический и гидродинамический режим, источники и пути привноса осадочного материала.

Рис. 20. Табл. 8. Библ. 110 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Систематическое исследование литологии силурийских отложений проводится в Институте геологии АН ЭССР с начала пятидесятих годов этого столетия. До этого времени известно только несколько работ, затрагивающих частные вопросы литологии силура (труды Э. Розенштейн, Э. Мэльса и др.), появившихся в изданиях Тартуского Университета. Основная часть литологической информации находится в стратиграфических работах.

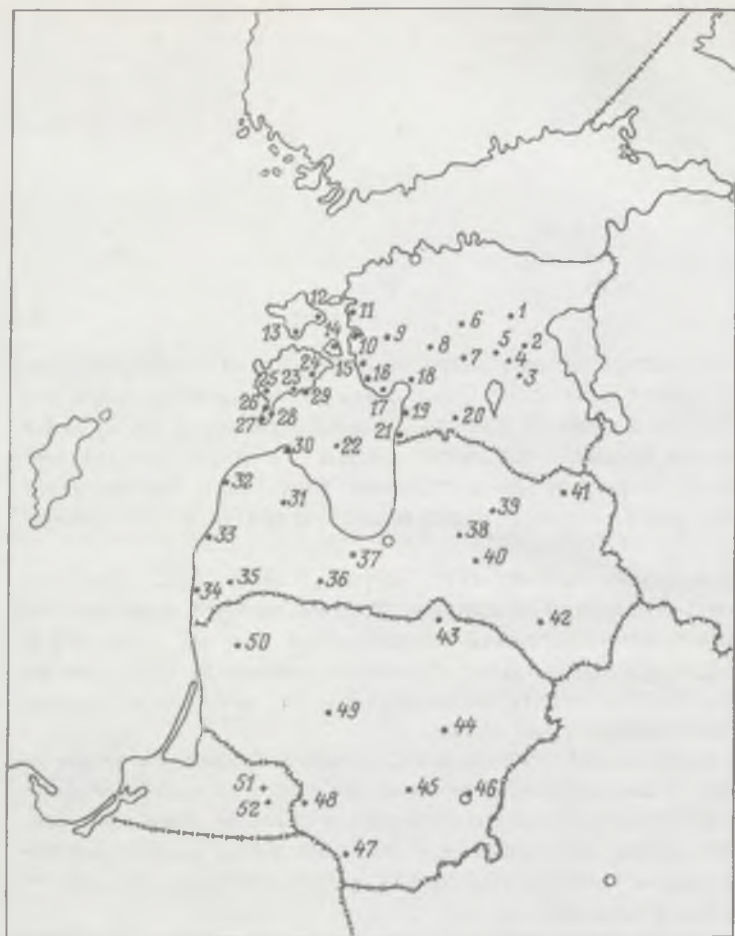
Первые исследования в Институте геологии (1950—1966) охватывали в основном силурийские отложения Эстонии, причем материал для них происходил преимущественно из обнажений (Аалоз, 1956, 1958; Юргенсон, 1958, 1959, 1961). Доля кернового материала была еще небольшой. Описывались текстуры, структуры и химический состав, главным образом, карбонатных пород.

С расширением геолого-съёмочных бурений в Эстонии, а также во всей Прибалтике в шестидесятых, семидесятых годах, сильно увеличилось значение кернового материала из буровых скважин. Это позволило, кроме описания пород, приступить и к решению более широких проблем, в т.ч. вопросов генезиса отложений, восстановления условий их образования и палеогеографии.

Первые обобщающие работы по литологии силурийских отложений Эстонии были опубликованы автором данной монографии в 1966 г., а вместе с А. Аалоз и Р. Эйнасто — в монографической работе "Силур Эстонии", появившейся под редакцией Д. Кальо в 1970 г.

В связи с исследованием кернового материала из более южных районов Эстонии, а также полученного для сравнения и корреляции из Латвийской и Литовской ССР, пришлось больше внимания уделять, кроме карбонатных пород, и на терригенно-карбонатные и терригенные породы силура. Вместе с тем было начато исследование терригенного компонента карбонатных пород. Первые результаты исследований в этой части опубликованы уже в указанной выше монографической работе по силуру Эстонии.

Выработанная нами методика исследований терригенного компонента была впервые обсуждена в более широкой аудитории на первом



1.1. Схематическая карта Прибалтики. Цифрами отмечены основные скважины, из которых использован материал для анализов. 1. Камарику, 2. Йыгева, 3. Лазва, 4. Курси, 5. Сулуствере, 6. Эйама, 7. Соомевере, 8. Нурме, 9. Румба, 10. Кирикукюла, 11. Хаапсалу, 12. Орьяку, 13. Эммасте, 14. Муху, 15. Виртсу, 16. Паатсалу, 17. Селисте, 18. Пярну, 19. Хяэдемезесте, 20. Абъя, 21. Икла, 22. Рухну, 23. Кингисепа, 24. Сакла, 25. Вики, 26. Каугатума, 27. Охесааре, 28. Каави, 29. Түлле, 30. Колка, 31. Талсы, 32. Вентспилс, 33. Павилоста, 34. Бернаты, 35. Приекуле, 36. Кроньяуце, 37. Балдоне, 38. Нитауре, 39. Дзербене, 40. Таурупе, 41. Алуксне, 42. Аташиене, 43. Парояея, 44. Укмерге, 45. Лаляс, 46. Вильнюс, 47. Калвария, 48. Вирбалис, 49. Кункояй, 50. Плунге, 51. Кашино, 52. Дубовское.

семинаре Прибалтийского отделения Межведомственного Литологического Комитета АН СССР в 1973 г. в Вильнюсе. Результаты последующих исследований терригенного материала, а вместе с тем и аутигенного минералообразования, были нами опубликованы в ряде статей (1971—1982). До настоящего времени накопились у автора результаты более 1000 определений содержания терригенного материала, около 1300 granulometric и минералогических анализов, в том числе 500 определений глинистых минералов. В нашем распоряжении результаты 300 химических анализов макрокомпонентов и 200 анализов микрокомпонентов как из всей породы, так и из пелитовой фракции терригенного материала. Основная часть анализов проведена в соответствующих лабораториях Института геологии АН ЭССР. Только часть рентгеноструктурных анализов проведена в лаборатории Минералогического кабинета при Тартуском Госуниверситете под руководством К. Утсала.

Данная монография представляет из себя обобщение всего этого фактического материала. Исследованиями охвачены 52 разреза буровых скважин из всей Прибалтики (рис. 1.1). Кроме того исследовано около 100 образцов из обнажений острова Готланда, обработка которых удалось благодаря коллекции собранной др. геол.-мин. наук Х. Нестором и канд. геол.-мин. наук Э. Клааманном.

Целью настоящей работы является выявить основные черты осадконакопления силурийских отложений в Прибалтике, подходя к этому по возможности комплексно, используя данные как структурного, так и минерального и химического состава. Особое внимание уделено характеристике изменения содержания и состава терригенного материала во всем бассейне. Рядом с выяснением условий осадконакопления, опираясь на статистическую обработку фактического материала, автор попытался дать некоторые новые литологические критерии и реперы для стратиграфического расчленения исследованных разрезов.

Автор монографии признателен сотрудникам Института геологии АН ЭССР способствовавшим проведению исследований силурийских отложений. Особую благодарность выражает автор редактору данной монографии руководителю силурийской тематики в институте доктору геол.-мин. наук Д. Кальо и заведующему сектором литологии кандидату геол.-мин. наук Э. Пиррусу. Автор выражает глубокую благодарность и сотрудникам литологической и минералогической лабораторий А. Виллипус, Л. Сяга, Э. Меймер, а также Р. Тийрмаа, Л. Липперт, Э. Вийкман и У. Похл, оказавшим ценную помощь при анализе и оформлении материала.

1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ СИЛУРА ПРИБАЛТИКИ

Стратиграфия силура Прибалтики разработана весьма детально. В настоящей работе использована стратиграфическая схема принятая стратиграфическим совещанием в 1976 году и опубликованная в 1978 г. (Решение МРСС . . . , 1978). Совещание в 1984 г. в Таллине внес в схему определенные уточнения, но они уже не могли быть учтены нами. По схеме с 1976 г. в качестве региональных стратиграфических подразделений выделены горизонты и граптолитовые зоны, а в шести районах выделяются местные стратоны — серии, свиты, пачки и слои. Выделены следующие районы: 1) разрез обобщающий Среднюю Эстонию и остров Сааремаа, 2) Южная Эстония, остров Рухну и Северная Латвия, 3) Западная Латвия и Западная Литва, 4) Восточная Латвия, 5) Юго-Западная Литва и Калининградская область и 6) Восточная и Юго-Восточная Литва (рис. 1.2).

При стратиграфическом подразделении изучаемых разрезов нами учитывались в первой очереди горизонты, установленные на территории Эстонии. Они были выделены, в основном, по фаунистическим признакам и скоррелированы с разрезами Латвии, Литвы и Калининградской области. Фактический материал о критериях выделения границ и корреляции, находится в многочисленных работах эстонских, латвийских и литовских палеонтологов-стратиграфов (Д. Л. Кальо, Х. Э. Нестор, Л. И. Сарв, И. Ю. Пашкевичюс, Р. Ж. Ульст и др.). Надо отметить, что корреляцию выделенных в Эстонии горизонтов не всегда удастся односмысленно провести на всей территории Прибалтики. Особенно это касается корреляции горизонтов верхнего силура. Поэтому эти границы в данной работе проведены в Южной Прибалтике условно, считая данную схему одним рабочим вариантом возможной корреляции. Вопросы литологических критериев корреляции будут рассмотрены в рамках данной работы.

Как видно на приложенной схеме (рис. 1.2) полнота отдельных разрезов силура в Прибалтике неодинаковая. Нижний силур на большей части территории начинается юруским горизонтом (S_{1jr}). Только в юго-восточной части Латвии и Литвы он отсутствует. Максимальная

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Средняя Эстония о. Сааремаа	Южная Эстония Р. Рухну и Северная Латвия	Западная Латвия Западная Литва	Восточная Латвия	Юго-запад Литвы и Калининград- ская обл.	Восточная и юго-вос- точная Литва
С и л у р	Верхняя	шундга лудов	охесаареский	охесаареская св.	охесаареская св.	праская св.			
			каугатумаский	каугатумаская св.	каугатумаская св.			каугатумаская св.	каугатумаская св.
			курессаареский	курессаареская св.	курессаареская св.	минияская св.			
			паадлаский	паадлаская св.	торгуская св.	пагегейская св. дубийская св.		вармийская св.	нерисская св.
									вяркенская св.
									бирштонская св.
	Нижняя	вендок лалдовери	роотсиюлаский	роотсиюлаская св.	роотсиюлаская св.	сесаутская св.			
			яагарахуский	яагарахуская св.	яагарахуская св.	рижская св.	рижская св.	бартаская св.	патренаская св.
			яаниский	парамаяская св.	парамаяская св.				
			адавереский	велизская св. румбаская св.	велизская св. румбаская св.	ормалаская св.	ормалаская св. добельская св.		пьянченская свита
			райкклаский	кудламааская св.	саардеская св.	добельская св.	саардеская св.		
			пурусский	тамсалуская св. варболааская св.	ыхнеская св.	ыхнеская св. стацонийская св.	ыхнеская св.	апахийская и стацонийская св.	

1.2. Корреляционная стратиграфическая схема силурийских отложений Прибалтики, составленная по схеме принятой на стратиграфическом совещании в 1976 г. (Решение МРСС. . . 1978).

мощность юруского горизонта установлена в Южной Эстонии — 50–60 м; на территории Латвии она быстро уменьшается. Такое обстоятельство могло возникать вследствие неравномерного осадконакопления и последующего размывания. Во многих разрезах Эстонии и Латвии юруский горизонт подразделяется еще на несколько свит и пачек (рис. 1.2).

Залегающий выше райккюлаский горизонт (S_{1rk}) отсутствует в юго-восточной Литве (разрезы Укмерге и Лапес), в которых нет также нижней части адавереского горизонта. Наиболее мощный разрез райккюлаского горизонта установлен в Южной Эстонии и Северной Латвии (до 150 м). Подразделяется райккюлаский горизонт чаще всего на две свиты. Более детальное подразделение проведено в Северной Латвии (5 пачек). В более северных разрезах на верхней границе райккюлаского горизонта установлен перерыв.

Адавереский горизонт (S_{1ad}) имеет большую мощность в западных районах Прибалтики и в Центральной Литве (до 51,5 м). В Эстонии и Северной Латвии он подразделяется на две свиты, в остальной части Латвии и в Литве выделяется одна свита. Если нижняя граница адавереского горизонта выражена как литологически, так и фаунистически четко, то верхняя граница, являющаяся в то же время границей между лландоверийским и венлокским ярусами, выражена литологически менее ясно. В толще мергелей и глин нет резких изменений.

Следующий — яаниский горизонт (S_{1jn}) — имеет максимальную мощность в юго-западных разрезах Эстонии и западных разрезах Литвы (90–100 м). В большинстве исследованных разрезов она колеблется в пределах 40–50 м. В пределах яаниского горизонта обычно выделяется одна свита, сложенная из двух-трех пачек или слоев. Ввиду того, что верхняя граница яаниского горизонта литологически выражена слабо, она не везде совпадает с верхней границей парамаяской свиты, лежащей в верхней части горизонта.

В связи с более ярким появлением отступления силурийского моря в течение яагарахуского времени, сильно сокращается площадь распространения отложений этого горизонта. Во многих исследованных нами разрезах из Западной Эстонии яагарахуский горизонт представлен только своей нижней частью. Максимальная мощность горизонта (132 м) установлена в северной и западной частях Курземского полуострова Латвии.

В пределах яагарахуского горизонта (S_{1jg}) выделяются одна (на острове Сааремаа) или две свиты (в Северной Латвии). В Эстонии сложена яагарахуская свита из трех макролитологически хорошо различимых слоев (биогермовые известняки, детритовые известняки и первичные доломиты), выделенных в основном на острове Сааремаа. Литологические изменения на верхней границе яагарахуского горизонта незначительные, особенно при вторичной доломитизации пород. Поэтому некоторые исследователи присоединяют верхнюю часть яагарахуского

горизонта с нижней частью вышележащего роотсикюлаского горизонта в одну сакласкую свиту.

Роотсикюлаский горизонт (S_{1rt}) в Эстонии распространяется, в основном, на острове Сааремаа. Мощность горизонта колеблется в пределах 30—45 м. Максимальная мощность установлена в юго-западной части Латвии (около 50 м). На основной части острова Сааремаа и в Северной Латвии выделяется в пределах роотсикюлаского горизонта одноименная свита. В более восточных районах соединяются верхние слои горизонта с вышележащим паадласким горизонтом в одну кихнускую свиту. В восточной и средней части Латвии отложения роотсикюлаского горизонта уже не сохранились. Верхняя граница роотсикюлаского горизонта, являющаяся границей между венлоком и лудловом, выражена во многих разрезах Прибалтики поверхностью перерыва. Седиментация в лудлове началась с небольшой трансгрессией и значительным погружением дна бассейна на западе Латвии и Литвы. Отложения лудлова в Эстонии распространяются на островах Сааремаа, Кихну и Рухну и на ограниченной части западного побережья материка. В Латвии они установлены лишь в разрезах Курземского полуострова. В исследованных разрезах Литвы лудлов представлен полностью.

Мощность паадлаского горизонта (S_{2pd}) на острове Сааремаа колеблется в пределах 20—30 м. Максимальная мощность установлена на Курземском полуострове (163 м). На острове Сааремаа соответствует паадласкому горизонту местное стратиграфическое подразделение паадлаская свита с тремя слоями, и на островах Кихну и Рухну кихнуская свита и на полуострове Сырве торгуская свита. Верхняя граница паадлаского горизонта выделяется литологически сравнительно хорошо, особенно в Западной Латвии и Литве.

Распространение следующего курессаареского горизонта (S_{2kr}) ограничивается на севере лишь западной частью острова Сааремаа и Курземским полуостровом, с исключением небольших районов в его южной части (Бернаты, Скрунда). Мощность горизонта колеблется в Эстонии 20—30 м. Максимальная мощность в Западной Латвии 80 м. Верхняя граница курессаареского горизонта, являющаяся верхней границей лудлова, выражена в карбонатной фации четко, а в глинисто-мергелистых разрезах появляются более существенные литологические изменения лишь в пределах следующего каугатумаского горизонта (граница миниаского и юраского свит).

Регрессия силурийского бассейна в Прибалтике завершается в пржидолийском веке. Каугатумаский горизонт (S_{2kg}) распространен в Эстонии только в юго-западной части острова Сааремаа, в Латвии — в северной части Курземского полуострова и в западной части Литвы. В связи с интенсивным прогибанием Польско-Литовской впадины мощность отложений соответствующих каугатумаскому горизонту, более значительная в Литве (до 115 м). В Эстонии она колеблется около

60 м. В местной стратиграфической шкале выделяются в Эстонии каугатумаская свита с двумя слоями (эйгуские и лыоские слои). Двухчленное подразделение прослеживается также не севере Курземского полуострова. В большинстве исследованных разрезов кончается каугатумаский горизонт перерывом и на размытой поверхности залегают терригенные отложения девона. В Эстонии прослеживается верхняя граница каугатумаского горизонта только в некоторых разрезах на полуострове Сырве и на острове Рухну, в Латвии и Литве в ограниченных районах запада.

Самый верхний горизонт силура — охесаареский (S_2oh) — встречается на весьма ограниченной площади Прибалтики. Мощность горизонта в Эстонии 30—40 м. Максимальная мощность установлена в Западной Латвии около 40 м. В местной стратиграфической схеме Эстонии выделяется охесаареская свита, из которой верхняя часть образует каавискую пачку (лужнинская пачка в Латвии). Неодинаковая мощность охесаареского горизонта отражает, в первой очереди, неодинаковой додевонской денудации, а на полуострове Сырве — общую денудацию происходившую после формирования силурийских отложений.

2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Силур Прибалтики представлен разнотипными породами начиная от чистых известняков до глин и граптолитовых аргиллитов. Судя по всем исследованным нами разрезам, известняки и доломиты, т.е. породы, содержащие нерастворимого остатка менее 25%, составляют в среднем 45% в них. В разрезах северной и восточной частей бассейна содержание известняков и доломитов доходит до 90%, в то время, когда в центральной части бассейна, особенно в Западной Литве и Калининградской области, почти весь силур представлен глинами и граптолитовыми аргиллитами.

2.1. Классификация карбонатных пород

В литологических описаниях, проведенных в ходе данной работы, взята за основу классификация карбонатных пород по вещественному составу, выработанная при участии автора уже в 1965 г. (Вингисаар и др., 1965). Эта классификация широко применялась в последующем в геологической практике и была повторно опубликована, в том числе в методических рекомендациях по составлению легенд крупномасштабных геологических карт Прибалтики (1981).

Классификация составлена в виде треугольника, углы которого занимают: 1) кальцит — расположен в левом нижнем углу, 2) доломит —

в правом нижнем углу и 3) нерастворимый остаток — в верхнем углу. На треугольнике выделяются пять основных полей: известняки (содержащие нерастворимого остатка меньше 25% и минерала доломита меньше 50% от карбонатной составляющей, доломиты (нерастворимого остатка меньше 25%, кальцит $< 50\%$), мергели (нерастворимого остатка 25–75%, доломит — $< 37,5\%$), домерит (нерастворимого остатка 25–75%, кальцит $< 37,5\%$) и глины (нерастворимого остатка $> 75\%$). Все эти группы можно при необходимости подразделить еще подробно.

Классификация карбонатных пород по структурам была выработана тем же коллективом авторов в 1965 г. (Вингисаар и др., 1965). Эта классификация была в последующем несколько раз дополнена и пересмотрена (Эйнасто, 1970; Аалоз, Юргенсон, 1977). В данной работе применен последний вариант, выработанный в последние годы коллективом авторов и представленный в виде доклада в 1983 г. на пленуме Межведомственного Литологического Комитета при АН СССР в Москве. Ввиду того, что эта классификация еще не опубликована, она полностью представлена в данной работе (табл. 2.1.1).

Подразделение известняков проведено разными исследователями по-разному, но во многих классификациях, как советских, так и зарубежных, выделяются в первой очереди три основных генетических групп: биогенные, хемогенные и обломочные. Такое подразделение было представлено уже в классификации М. С. Швецова (1948), а также в классификациях Г. И. Теодоровича (1958), И. В. Хворовой (1958), Дж. Петиджона (Pettijohn, 1957). Имея ввиду редкость хемогенных известняков среди древнепалеозойских пород Прибалтики, а также их сложную переплетенность с биогенными породами в нашей классификации эти группы соединены в одну био-хемогенную группу. Сюда входят биоконструктивные известняки, охватывающие все биогермные и биостромные постройки, биоморфные известняки, сложенные цельными скелетами разных организмов, детритовые известняки, разделяющиеся еще по крупности скелетных обломков на крупно-, мелко- и микродетритовые, оолитовые известняки, копролитовые известняки и сгустковые известняки, являющиеся по происхождению как биогенными, так и хемогенными. В группе обломочных известняков производится дальнейшее подразделение по крупности зерен на псефитовые, псаммитовые и алевроитовые.

Второй важный генетический принцип, исходя из которого можно провести подразделение известняков по структурам, это гидродинамический принцип, отражающийся в размере составляющих компонентов. Исходя из размера компонентов можно говорить о зернистом материале, основной массе и цементе. К зернистому компоненту принадлежат как биогенные, так и литогенные частицы. Основные разногласия возникают между исследователями при определении нижней границы зернистого материала. Большинство считает ее совпадающей с границей между алевро-

Таблица 2.1.1

Классификация структур карбонатных пород

Генет. группа	Размер зерен	Содерж. зерен	Зернистые > 50%	Илисто-зернистые 25–50%	Зернисто-иловые 10–25%	Иловые < 10%
Био- и биохемогенные	> 1,0 мм		1. Биоконструктивные			32. Афанитовые
			2. Биоморфные	12. Илисто-биоморфные	22. Биоморфно-иловые	
			3. Крупнодетритные	13. Илисто-крупнодетритовые	23. Крупнодетритово-иловые	
	0,1–1,0 мм		4. Мелкодетритные	14. Илисто-мелкодетритовые	24. Мелкодетритово-иловые	33. Иловые, с редким детритом
	< 0,1 мм		5. Микродетритные	15. Илисто-микродетритовые	25. Микродетритово-иловые	
			6. Оолитные	16. Илисто-оолитовые	26. Оолитово-иловые	34. Иловые, с редкими оолитами
			7. Копролитные	17. Илисто-копролитовые	27. Копролитово-иловые	35. Иловые, с редкими копролитами
			8. Сгустковые	18. Илисто-сгустковые	28. Сгустково-иловые	36. Иловые, с редкими сгустками
Обломочные	> 1,0 мм		9. Псефитные	19. Илисто-псефитовые	29. Псефитово-иловые	37. Иловые, с редкими гальками
	0,1–1,0 мм		10. Псаммитные	20. Илисто-псаммитовые	30. Псаммитово-иловые	
	0,01–0,1 мм		11. Алевритные	21. Илисто-алевритовые	31. Алевритово-иловые	

ритом и песком. Многие американские авторы принимают за эту границу 0,05 мм, некоторые 0,03 мм, т.е. границу между крупным и мелким алевритом. Хотя частицы диаметром 0,05–0,1 мм в процессе переноса материала имеют еще определенное значение, но трудности возникают с определением таких тонких частиц, что может искажать результаты генетической интерпретации. В представленной нами классификации нижний предел зернистого материала фиксирован на 0,1 мм. Все частицы, диаметром ниже этого предела называются иловыми и более детальному определению не подвергаются.

По содержанию зернистого материала в породе устанавливается и более-менее точно ее положение в фациальном профиле бассейна. Известняки, содержащие зернистого компонента больше 50%, называются зернистыми (табл. 2.1.1) и в конце названий отдельных типов суффикс -ные (детритные, оолитные). Зернистые известняки распространены в основном в районе шельфа, в отменной фациальной зоне.

При содержании зернистого материала от 25 до 50% добавляется название пород слово "илисто-", а применяется суффикс -овые (илисто-детритовые). Илисто-детритовые известняки образовались в умеренно-мелководной части шельфа.

Все породы, содержащие зернистого материала меньше 25% называются иловыми: с содержанием зернистого материала — зернисто-иловыми, а ниже 10% — иловыми. Образовались иловые известняки, в основном, в переходной фациальной зоне, частью в открытошельфовой зоне. Для иловых известняков, в зависимости от редкой встречаемости зернистого материала ($< 10\%$) фиксируется только их генетический тип, не определяя размеры зерен. Эта группа включает и афанитовые известняки широко распространенные среди силурийских пород Прибалтики. Отлагались они в разных местах шельфа в отсутствии интенсивного привноса терригенного материала.

Содержание терригенного материала в разных структурных типах известняков разное. Более чистыми являются биоморфные и крупно-детритные известняки, в которых содержание нерастворимого остатка, как правило, ниже 10%. Чистыми являются и биоконструктивные известняки, а также оолитовые и крупнообломочные известняки. Породы с илисто-зернистыми и зернисто-иловыми структурами могут содержать нерастворимого остатка до 20%. Зернисто-иловые структуры характерны и известковым мергелям, содержащим нерастворимого остатка до 50%. Иловые известняки могут быть либо совсем чистыми (н.о. $< 10\%$), как, например, афанитовые известняки либо глинистыми. Илистую структуру имеет также основная часть мергелей.

По сравнению с классификациями карбонатных пород по структуре и вещественному составу, проработанными довольно основательно, классификация по текстурам разработана еще слабо. Попытки классифицировать текстуры прибалтийских карбонатных пород можно также

найти уже в отмеченной выше "Единой классификации. . ." (Вингисаар и др., 1965). Выделяются две группы текстур: внутрислоевые и текстуры поверхностей слоев. По характеру залегания выделяются горизонтально-, наклонно-, косо- и волнисто-слоистые текстуры. По мощности элементов — массивные (≥ 20 см), толстослоистые (8–20 см), среднеслоистые (2–8 см), тонкослоистые (1–2 см) и микрослоистые (< 1 см) текстуры. Имея ввиду выдержанность мощности отдельных слоев различаются параллельно-слоистые, линзовидные и комковатые текстуры. По форме комков выделяются округло-, плоско- и беспорядочно-комковатые, а по размерам комков — крупно- (> 8 см), средне- (2–8 см) и мелкокомковатые (< 2 см) текстуры. Среди внутри слоевых текстур можно выделить еще оползневые текстуры. Среди текстур поверхностей слоев, в первую очередь, надо отметить поверхности перерыва. Имея ввиду характер импрегнации и сглаженности можно в этой группе различать несколько типов.

Из поверхностных текстур выделяются еще волноприбойные знаки, следы течения, трещины усыхания, следы выхода газовых пузырьков.

Особую группу текстур образуют следы жизнедеятельности разных организмов, биотурбации, из которых для силурийских карбонатных пород Прибалтики особенно характерными являются разные ходы илоедов, как внутрислоевые, так и горизонтально-поверхностные.

Из диа- и катагенетических текстур встречаются, в первую очередь, разные трещины, заполненные, в основном, крупнокристаллическим кальцитом, а также каверны и конкреции (пиритовые, кальцитовые, кремнистые).

2.2. Распространение основных типов пород

Описание отдельных типов пород в силурийском разрезе Прибалтики приведено в наших геологических работах уже несколько раз (Аалоз, Эйнасто, Юргенсон, 1970; Аалоз, Юргенсон, 1977). Кроме того, силурийские породы Латвии охарактеризованы в работах Р. Ж. Ульст (1972, 1979) и Литвы — в работах П. П. Лапинскаса (1970). Данные о распределении типов силурийских пород приведены также на обзорных литофациальных картах (Соколов, Александрова, 1952) и литолого-палеогеографических картах (Аалоз, Кальо, Соколов, 1961; Виноградов, 1968).

Из всех этих исследований вырисовывается заливообразный бассейн периконтинентального силурийского моря в Прибалтике с фациальными зонами, проходящими более-менее параллельно береговой линии. Все сохранившиеся отложения начинаются со стороны берега с карбонатными, переходя в более глубоководной части бассейна в глинисто-карбонатные и глинистые. Такой зональный ряд отложений служил основой

Х. Нестору и Р. Эйнасто (1977) для составления фациальной модели силурийского бассейна Прибалтики. По этой модели выделяются пять фациальных зон, к более детальному анализу которых мы еще вернемся позже в нашей работе.

Для общей характеристики распределения силурийских пород по вещественному составу были в данной работе составлены десять карт. На каждой карте изображены средние данные вещественного состава пород одного горизонта вычисленные в разрезах буровых скважин (рис. 1.1), с учетом мощности отдельных типов пород. В целях ясности, на карте приведены лишь самые общие группы пород (известняки, глинистые известняки, мергели, глины и граптолитовые аргиллиты). Доломитизация отмечена только в тех случаях, когда преобладают породы, содержащие больше 50% минерала доломита. Красноцветность пород отмечена крестиками, несмотря на вертикальную протяженность этого явления.

Начало силура, **юруский горизонт**, представлен главным образом комковатыми глинистыми известняками и мергелями. Зона известняков более или менее ясно обрамляет заливообразный бассейн (рис. 2.1.1). Чистые известняки распространяются довольно ограниченно, только в северо-западной (о. Хийумаа, Хаапсалу) и северо-восточной частях (Тамсалу) бассейна. Как уже было отмечено выше (рис. 1.2) юруский горизонт во многих разрезах подразделяется по литологии на две части. В Эстонии нижняя часть (варболаская свита) характеризуется более глинистыми известняками с частыми прослоями глинистого мергеля. Только самые нижние слои представлены местами чистыми афанитовыми известняками (койгиская пачка). Верхняя часть (тамсалуская свита) горизонта является более карбонатным до проявления чистых биоморфных пентамерусовых известняков и небольших биогермов. В более южных разрезах отмечается часто обратная картина — нижняя часть (стачюнайская свита) представлена более чистыми известняками, а верхняя часть (апашчаская свита) — известняками и мергелями. В Южной Эстонии и во многих разрезах Латвии появляется в южной части юруского горизонта красноцветность пород. Вторичные доломиты встречаются лишь на самом северо-востоке (окрестности Пандивереской возвышенности) и в средней части Северной Латвии (на юге от Локновского поднятия).

По данным А. Аалоз (1977) среди известняков юруского горизонта преобладают зернисто-илистые и илисто-зернистые известняки. Только в чистых известняках, распространяющихся на севере бассейна содержание зернистого материала увеличивается до 50%. Отмечаются биогермы, а также биоморфные крупнодетритные, оолитные, конгломератные известняки, последние в виде линз и маломощных прослоев. Среди мергелей юруского горизонта преобладают зеленые известковистые разновидности с комками мелкодетритово-илистого известняка. Сами мер-

гели содержат кальцитового детрита в небольшом количестве (10–20%). В северных разрезах встречается в мергелевых прослоях больше детрита, а также цельных скелетов (кораллы, строматопороидеи, брахиоподы).

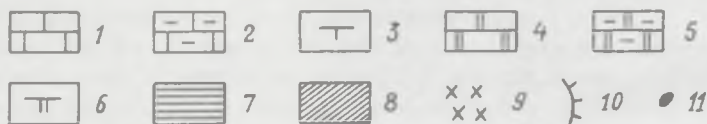
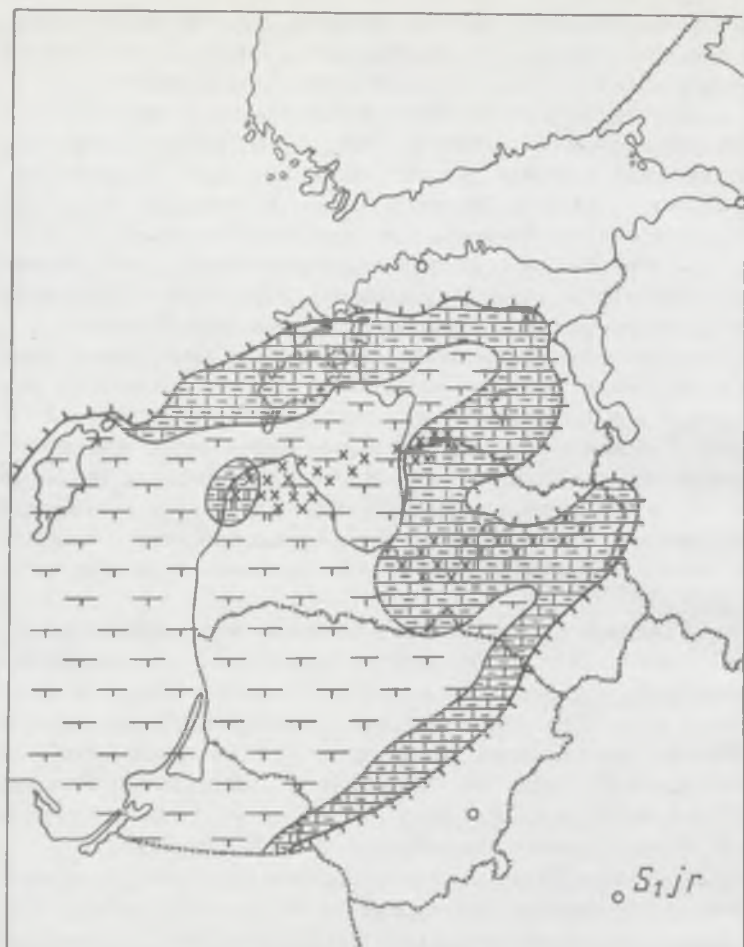
В разрезах райккюлаского горизонта увеличивается в северной части бассейна значение чистых известняков (рис. 2.1.1), особенно афанитовых. На ограниченной площади распространены биогермы и крупнодетритные известняки (Пакамяз, Калана). Характерными для чистых известняков являются многочисленные поверхности перерыва, а также другие текстуры поверхностей, указывающие на мелководные условия седиментации (знаки ряби, трещины усыхания). Афанитовые известняки содержат многочисленные следы илоедов, часто пиритизированные.

В толще известняков афанитовые известняки и мелкодетритовые известняки с прослоями мергеля чередуются пачками несколько раз. Особенно хорошо это прослеживается в разрезах Южной Эстонии и Северной Латвии. С более мощными прослоями афанитового известняка связаны и максимальные мощности райккюлаского горизонта (в районе Икла около 150 м). В разрезах Южной Латвии известняки заменяются мергелями и глинами или встречаются лишь в виде прослоев и комков, в основном афанитовой структурой, преимущественно в нижней части горизонта.

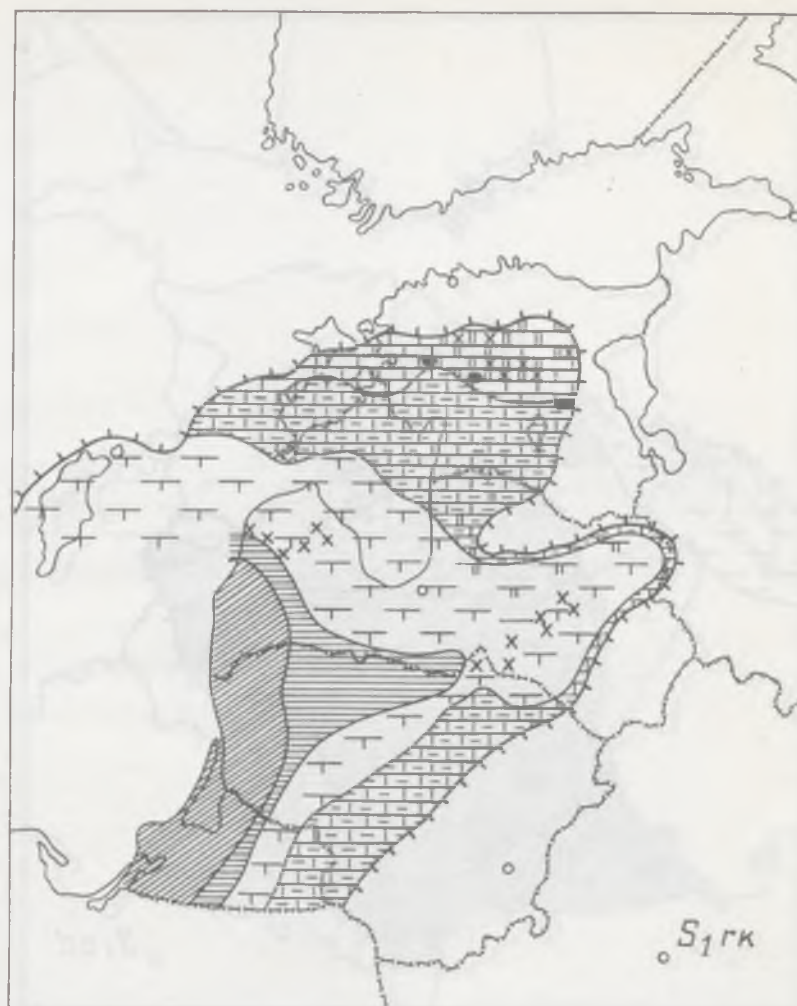
Зернистые известняки преобладают в верхней части райккюлаского горизонта (кулламааская свита) и представлены крупно- и мелкодетритными известняками, содержащими местами примесь кварцевого алеврита (в окрестностях Хаапсалу и Садала). Обломочные известняки, в виде конгломератовых прослоев (мощностью 1–5 см) распространены сравнительно широко. Чаше они отмечены в северо-западной части бассейна, но отдельные прослои были обнаружены также в разрезах Юго-Западной Эстонии (даже в верхней части разреза скв. Рухну).

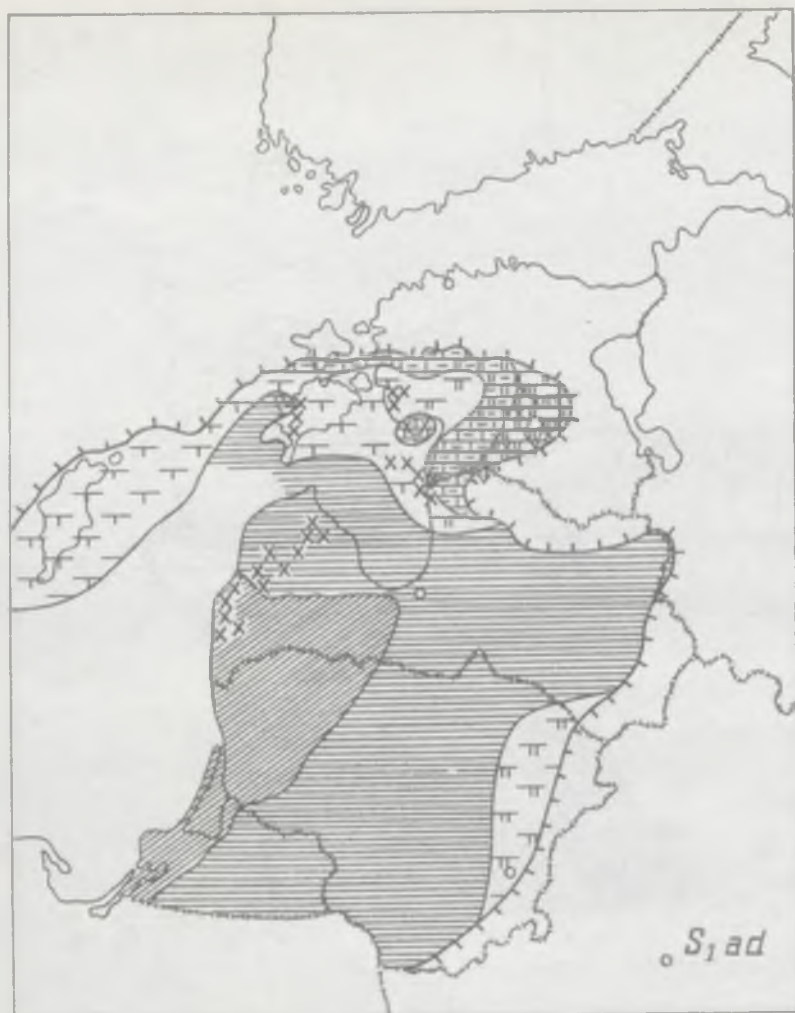
Значение мергелей в разрезах райккюлаского горизонта, по сравнению с юруским горизонтом, в северной части бассейна, уменьшается (рис. 2.1.1). Более постоянный слой мергеля распространяется в нижней части горизонта почти по всей территории Эстонии (мощностью 2–3 м). На территории Латвии и Литвы значение мергелей и глин увеличивается. Наряду с зелеными, встречаются серые мергели, особенно в более западных разрезах. Впервые в силуре Прибалтики появляются темно-серые граптолитовые аргиллиты. В большинстве случаев они охватывают верхнюю часть райккюлаского горизонта мощностью от 3 до 11 м. Более мощной является пачка граптолитовых аргиллитов в северо-западной части Литвы (9–12 м). В юго-западной части Латвии (Приекуле 20, Бернаты) граптолитовые аргиллиты райккюлаского возраста покрыты маломощным слоем зеленых глин (30–40 см).

Граптолитовые аргиллиты сложены глинистым материалом, содержащим обычно до 10–12%, а местами и до 25%, органического вещества. Содержание карбонатных минералов меньше 25%, они представлены пре-

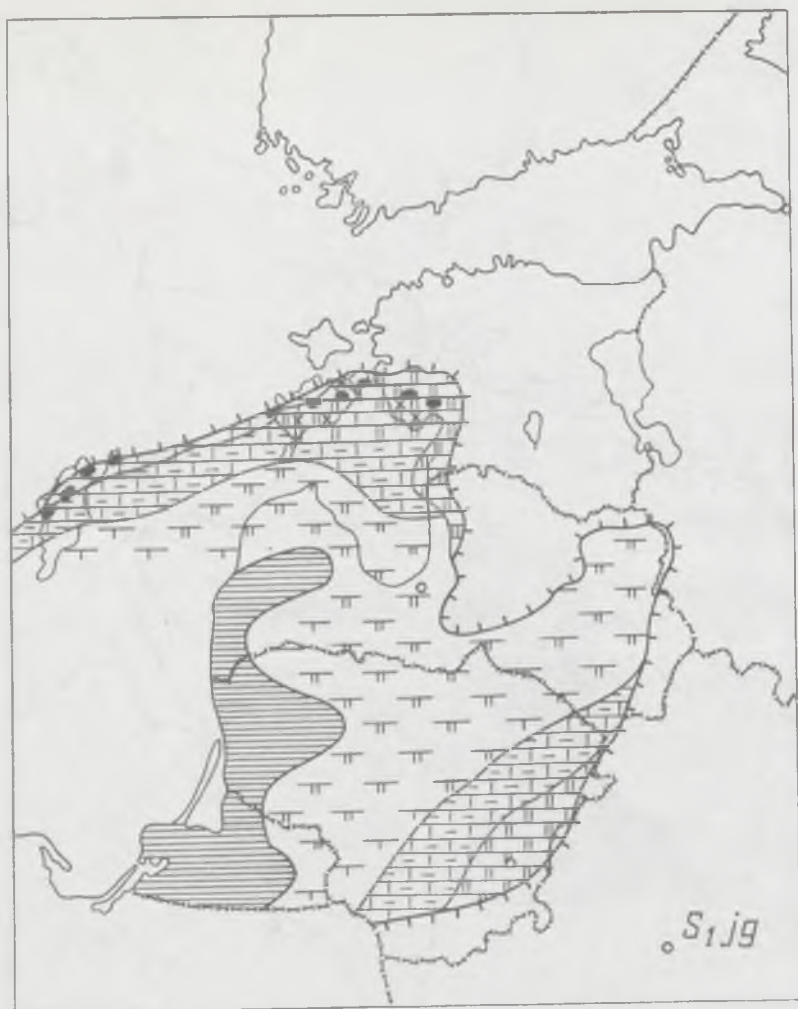


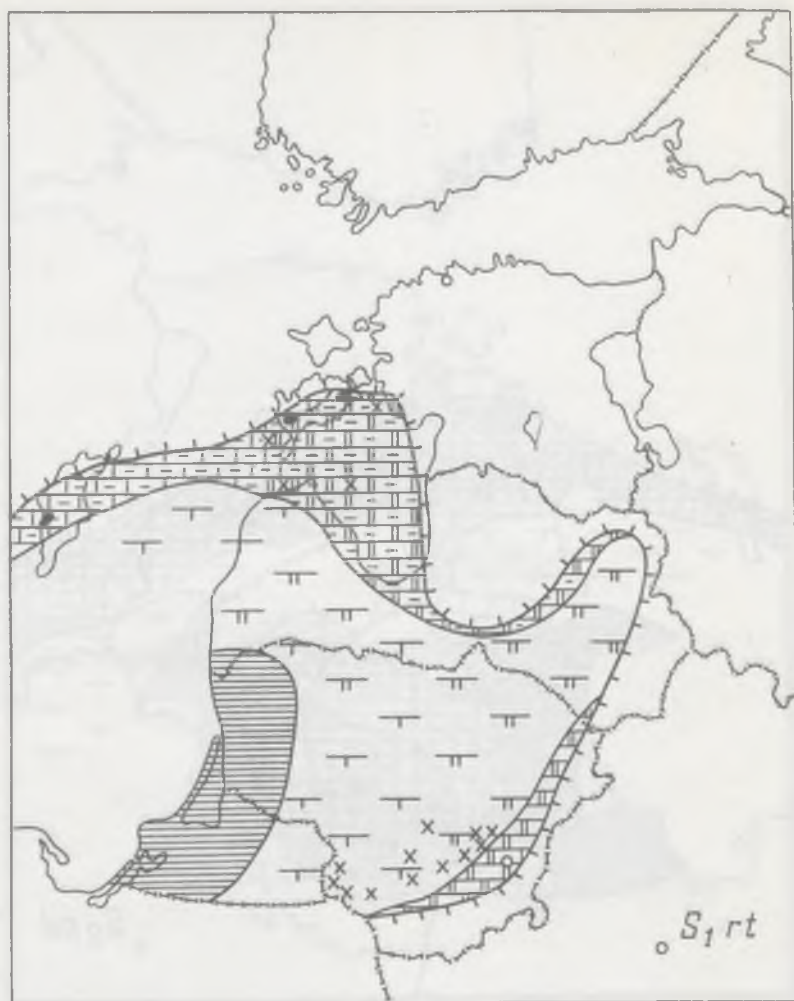
2.1.1. Распределение типов пород по отдельным горизонтам силура Прибылтики.
 1. известняки, 2. глинистый известняк, 3. мергель, 4. доломит, 5. глинистый доломит, 6. домерит, 7. глина, 8. граптолитовый аргиллит, 9. красноцветность пород, 10. линия эрозии отложений, 11. биогермы.

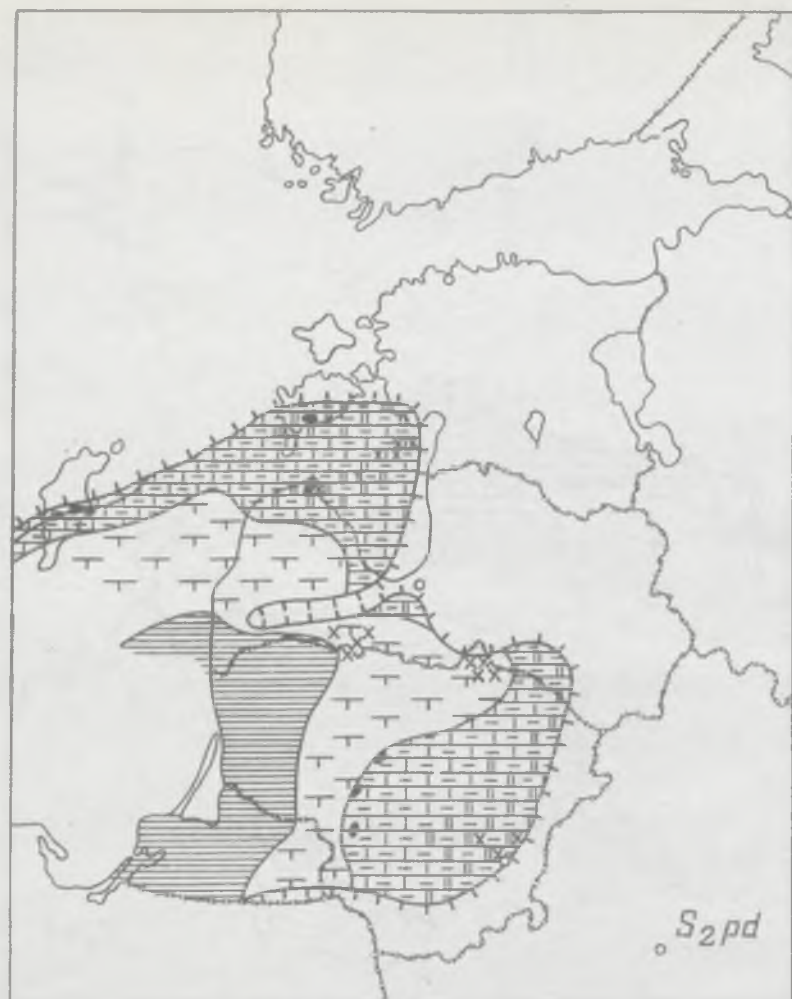


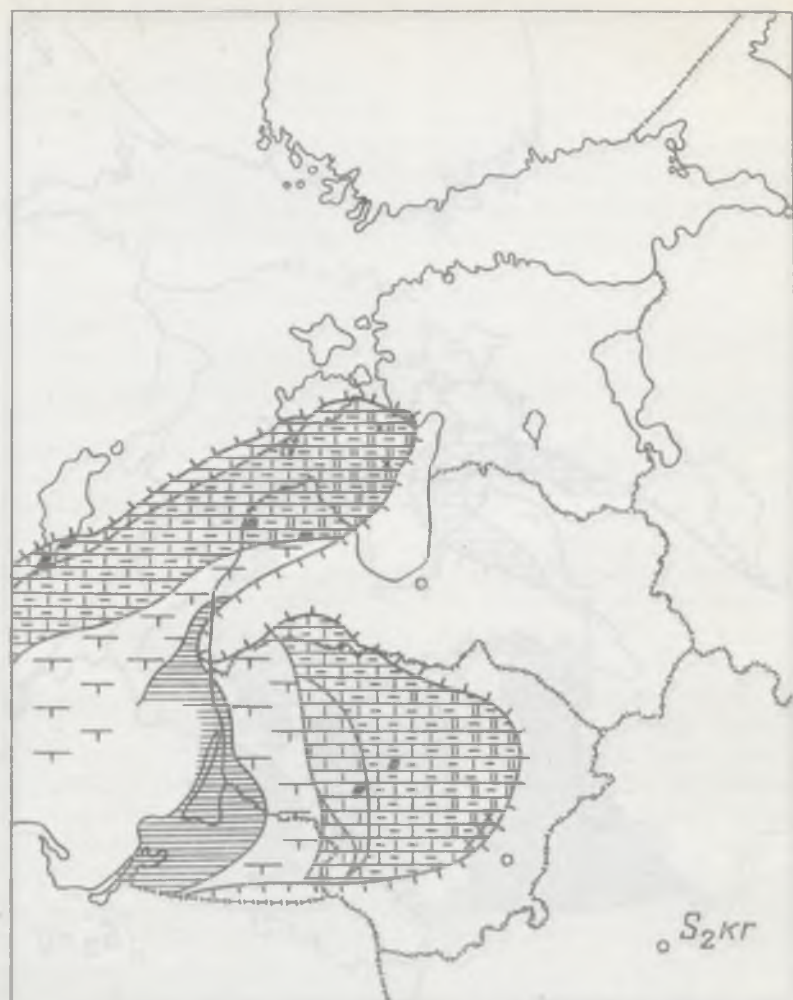


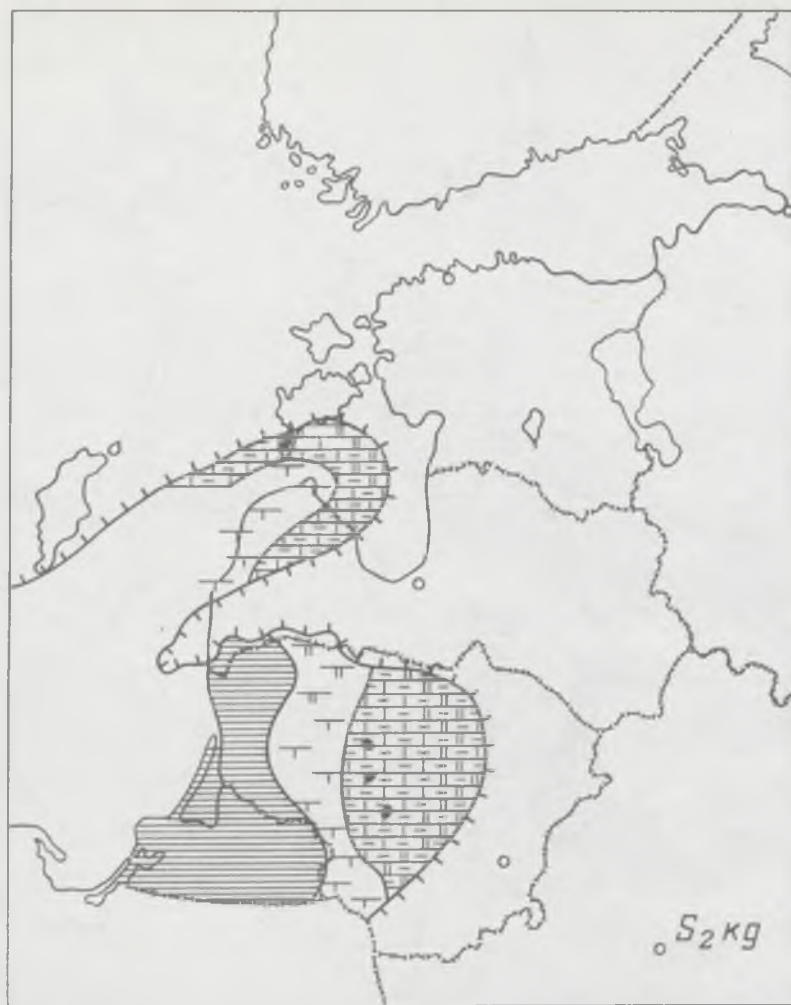














имущественно доломитом. Характерным является также примесь тонкозернистого аутигенного кремнезема (Юргенсон, 1974). Как биогенный компонент присутствуют остатки граптолитов. Граптолитовые аргиллиты имеют горизонтальную тонкослоистую текстуру, только в некоторых разрезах отмечено косослоистая текстура (Дзербене).

Вторичной доломитизацией охвачены в райккюласком горизонте, в основном, разрезы Средней и Восточной Эстонии. На ограниченной территории Средней Эстонии (окрестности пос. Мярьямаа) распространяются и предполагаемые первичные доломиты, тонкослоистой текстурой и микро- до тонкокристаллической структурой без заметной примеси органического материала. Вторичные доломиты являются кавернозными, мелко- до крупнокристаллическими, часто окрашенными фиолетовым и красным цветом. Первичные доломиты синевато-серые, почти лишены кавернозности.

Красноцветность, возможно первичного характера, установлена в райккюласком горизонте в глинистых отложениях некоторых разрезов Латвии (рис. 2.1.1).

Характерным для пород райккюлаского горизонта, а также следующего адавереского горизонта, является присутствие многочисленных кремниевых конкреций, а местами даже кристалликов аутигенного кварца (Юргенсон, 1958, 1974, 1984) и окремнение разных окаменелостей.

В разрезе адавереского горизонта увеличивается значение более глинистых пород — глинистых известняков, мергелей, домеритов, глин. Расширяется также ареал распространения граптолитовых аргиллитов, особенно в северной части бассейна, где единичные слои отмечены в Юго-Западной Эстонии и на острове Сааремаа.

Основная часть адавереского горизонта представлена мергелями, домеритами и глинами (рис. 2.1.1). По сравнению с райккюласким горизонтом значение известняков небольшое. Распространяются известняки в основном в нижней части горизонта в пределах Эстонии. Встречаются сероцветные комковатые, преимущественно мелкодетритовые известняки с волнистыми прослоями зеленоватого мергеля. Местами известняки биоморфные, содержат цельные створки брахиопод. Для самых нижних слоев горизонта характерны многочисленные поверхности перерыва и связанные с ними конгломераты. Прослои и комки известняка в верхней части адавереского горизонта (велизеская свита) имеют илесто-мелкодетритовую или мелкодетритово-илистую мелко- до тонкокристаллическую структуру. Прослои и комки, в основном, илового известняка, отмечаются и в более южных районах, в Латвии и Литве, особенно в их восточной части. Залегают они либо среди темно-серых мергелей и граптолитовых аргиллитов, либо в зеленоватых глинистых мергелях.

В первом случае известняки являются серыми, иногда коричнева-

тыми тонко- до микрокристаллическими с небольшой примесью мелко-го детрита, со следами сильной перекристаллизации. Во втором случае структура пород обычно мелко- до микродетритово-иловая микрокристаллическая.

Мергели и глины адавереского горизонта являются зеленоватыми или серыми. Характерным для многих разрезов можно считать пачку, сложенную тонко-чередующимися зеленоватыми и темно-серыми прослоями глин. Мощность этой пачки достигает местами (Плунге) до десяти метров и расположена она в большинстве случаев в верхней части горизонта, но в некоторых более восточных (Аташиене, Паровен) и южных разрезах (Калвария) и в средней части горизонта. Черных граптолитовых аргиллитов богатых органическим веществом встречается, по сравнению с райккюласким горизонтом, меньше, хотя ареал их распространения в северной части бассейна несколько увеличивается. Содержание органического вещества постепенно уменьшается вверх.

В большинстве северных и северо-западных разрезах отмечаются красноцветность пород, в основном глин, но иногда и доломитов. В разрезах Курземского полуострова красные пятна обнаружены в нижней части разрезов, в Эстонии более интенсивное окрашивание встречается в средней части горизонта — слой красноцветной глины залегает непосредственно над свитой карбонатных пород. В разрезе Икла рядом с гематитом отмечаются в этом слое лимонитовые оолиты и псевдо-оолиты. Вторичной доломитизацией охвачены, главным образом, породы в Средней Эстонии. Но содержание минерала доломита во многих глинистых породах южных районах выше содержания минерала кальцита. Доломиты серые, иногда пестро-окрашенные кавернозные, мелко- до крупнокристаллические. Часто встречается вместе с доломитизацией кремне-ные пород, особенно в Средней Эстонии (в окрестностях Пыльтсамаа).

В разрезе адавереского горизонта привлекает внимание еще одна разновидность пород — метабентонит. Единичные прослои метабентонита найдены уже в юруском и райккюласком горизонтах в более западных разрезах, но максимального распространения и частоты достигают метабентонитовые прослои именно в адавереском и в вышележащем яаниском горизонтах (Юргенсон, 1964; Утсал, Юргенсон, 1971). Метабентонит, эта глинистая порода вулканического происхождения, сложенная, главным образом, смешанослойными глинистыми минералами типа монтмориллонит-иллит. В разрезах они выделяются своей более светлой окраской, мягкостью и большим водопоглощением. Залегая между известняками и доломитами, в более восточных районах, метабентонит является более измененным, твердым, иногда кремне-ным "фарфоровидным". Максимальное число метабентонитовых прослоев в адавереском горизонте было установлено в разрезе Охесааре — 16. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких миллиметров до 5 см.

В яаниском горизонте распространение чистых карбонатных пород минимальное. Преобладающими являются сероватые и зеленоватые мергели и глины с комками и прослоями известняка. Более чистые известняки (доломиты) встречаются в верхах разреза в северной части бассейна мощностью 8—10 м, а также в разрезе Лапес (1,2 м) и Кункой (0,20 м) в Литве. Эти известняки на острове Сааремаа мелко- до крупнодетритные, реже биоморфные, даже биогермные. Вторая пачка глинистых волнистослоистых известняков мощностью около 10 м, обнаружена в нижней половине горизонта в разрезах Селисте, Кихну, Хяэдемеэсте и Икла. Известняк является сероватым, мелко-детритово-иловой микрокристаллической структурой. Детрит хорошо перекристаллизован, частью пиритизирован. Такой-же известняк встречается и в виде комков в мергелях. Известняки в верхней части горизонта часто доломитизированные, мелкокавернозные.

Серые мергели и глины распространены почти во всех разрезах Латвии и Западной Литвы (рис. 2.1.1). Преобладают серые глинистые мергели с горизонтальной тонкослоистой текстурой. Слоистость обусловлено, главным образом, примесью органического материала в более темных прослойках и алевритистого материала в более светлых. Характерными являются остатки граптолитов. В некоторых разрезах (Вентспилс, Вирбалис) отмечаются в нижней части горизонта зеленоватые мергели и глины, а также тонкослойчатое чередование серых и зеленых глин. Темно-серых глин, похожих на граптолитовые аргиллиты, встерчается в яаниском горизонте на севере мало (тыллаская пачка). Появляются они больше в самых юго-западных районах.

Зеленые мергели и глины имеют также тонкослоистую текстуру, но по сравнению с серыми разновидностями содержат больше кальцитовых остатков фауны (брахиоподы, трилобиты, остракоды). Местами в зеленых глинистых мергелях отмечаются красноватые пятна.

Метабентонитовых прослоев установлено в яаниском горизонте до 15 и они распределены довольно равномерно по всему разрезу.

Разрез **яагарахуского горизонта** характеризуется с увеличением значения более чистых карбонатных пород, особенно на северо-западе и юго-востоке бассейна, встречаются биогермы и связанные с ними крупнодетритные слоистые известняки. По сравнению с более древними силурийскими биогермами они более крупные, их мощность по данным А. Аалоз (1970) достигает 10 м на материковой части Эстонии, и доходит на острове Сааремаа до 16 м. Рифовая фация тянется узкой полосой далеко на запад до острова Готланд, где размеры отдельных биогермов достигают 20 м высоты и сотни метров длины (Klaamann, Einasto, 1982). Распространение детритных известняков довольно ограниченное, они установлены лишь на самом западе острова Сааремаа. Содержание зернистого материала к югу от рифовой фации быстро уменьшается. Вместо детритных известняков появляются, в основном, синевато-серые ком-

коватые илисто-детритовые и детритово-иловые глинистые известняки. Местами зернистый материал встречается в виде хорошо окатанных обломков (диам. 0,5–2 см) известняка (прослой конгломерата).

Мелкий детрит довольно хорошо перекристаллизован, основная масса породы микрокристаллический кальцит. Встречаются пиритизированные ходы илоедов разной формы, часто вертикальные. Характерным является присутствие кальцитовых прожилок. В верхней части горизонта на острове Сааремаа обнаружены многочисленные пиритизированные поверхности перерыва (до 20).

Сравнительно большая часть яагарахуских отложений представлена зеленовато-серыми мергелями и глинами (рис. 2.1.1). В виде небольших линз среди глинистых известняков и доломитов встречаются и коричневатые битуминозные мергели. Коричневатые глины были обнаружены в тонкослоистом чередовании с зеленоватыми глинами в некоторых разрезах Северной Латвии и Литвы.

Зеленоватые мергели содержат часто прослой глинистого илистого известняка, особенно в средней и нижней части горизонта в разрезах Эстонии и Латвии. Характерным для комков в яагарахуских мергелях является их беспорядочная форма и содержание пиритизированных остатков фауны.

Доломитизация пород яагарахуского горизонта установлена на материковой части Эстонии, на островах Муху и Сааремаа (кроме Охесааре) и в юго-восточной части Литвы. Преобладающая часть доломитов явно вторичного генезиса. Появляется кавернозность, особенно в доломитизированных биогермах. В разрезах Литвы отмечается также красноцветность пород вторичного характера.

Метабентонитовых прослоев встречается больше в нижней части яагарахуского горизонта. Максимальное число установлено в разрезе Вентспилс — 16. Самый мощный прослой установлен на верхней границе горизонта — 0,24 м.

Роотсикюлаский горизонт представлен весьма разнотипными породами, особенно в самых северных разрезах. Значение карбонатного компонента увеличивается по сравнению с нижележащим горизонтом. Встречаются небольшие биогермы (соэгининаская пачка), биостромы, а также линзы биоморфных известняков. Между ними залегают прослой крупно- до мелкодетритного известняка. Для самых северо-западных разрезов характерен присутствие тонкослоистых известняков обогащенных по слоям терригенным материалом в алевритовой фракции и местами небольшой примесью оолитов (везикуские слои). Тонкослоистые алевритистые известняки (под названием "полосчатый" известняк) встречаются отдельным слоем в глинистых разрезах Латвии и Литвы, но залегают он на разных уровнях. В разрезе Талсы находится "полосчатый" известняк 13 м выше нижней границы роотсикюлаского горизонта, в разрезе Кроньяуце — 26 м, в Кункояй — 15 м, а в Павилоста почти на нижней

границе горизонта, в Кашино 20 м выше нижней границы, а в разрезе Вирбалис находится такой слой в верхах нижележащего яагарахуского горизонта, если принять глубину нижней границы роотсикюлаского горизонта на глубине 1034 м. Мощность слоя тонкослоистого известняка колеблется в пределах 0,20—0,50 м. В связи с неодинаковым местоположением остается неясным, имеется ли дело с несколькими слоями известняка такого типа, или это один и тот-же слой, метакхронный, или по-является метакхронность с нижней границы горизонта?

Содержание зернистого материала, являющееся максимальным на северо-западе, быстро уменьшается в южном направлении. В северной части полуострова Курземе (Колка) преобладают глинистые известняки зернисто-иловой и иловой структурой и только на некоторых уровнях встречается зернистого материала больше. Зернисто-иловые микрокристаллические известняки обнаружены также в верхней части горизонта в Литве (Кункой).

В большей части разрезов Латвии и также Западной Литвы распространены синевато- или зеленовато-серые мергели (домериты) содержащие в варьирующем количестве кальцитового детрита. В юго-западном направлении мергели заменяются серыми и зеленоватыми глинами (рис. 2.1.1).

Особой проблемой в роотсикюласком горизонте является доломитизация пород. По всей вероятности встречаются здесь и первичные доломиты. Первичными считаются, например, на северо-западе желтовато- до синевато-серые микрокристаллические доломиты с фауной эвриптерид (Эйнасто, 1968). Доломит является массивной часто со слабо выраженной тонкослоистой текстурой и пятнами микрокристаллического пирита. Первичными могут быть и некоторые коричневатые-серые доломиты в Восточной Литве, такими-же пиритовыми, а иногда и гидрогематитовыми пятнами, содержащие гипс и тонкие остатки водорослей и рыб.

Явно вторичные доломиты распространяются во многих разрезах острова Сааремаа, Рухну, Кихну, а также в разрезах Восточной Латвии. Доломиты в основном серые с синеватыми пятнами пирита, тонко- до мелкокристаллические, мелкими кавернами, содержат местами остаточный кальцитовый детрит.

Число метабентонитовых прослоев в роотсикюласком горизонте сравнительно небольшое. Максимальное количество было установлено в разрезе Колка — 5. В разрезах Кихну и Талсы один прослой расположен на верхней границе горизонта. В большинстве случаев имеется дело с неразбухающей разновидностью метабентонита.

В разрезе паадлаского горизонта увеличивается значение глинистых известняков. На острове Сааремаа встречаются небольшие биогермы и связанные с ними детритные известняки. Также встречается здесь в верхней части горизонта прослой биоморфного брахиоподового известняка, а для средней части разреза характерны многочисленные поверхности

перерыва и прослои конгломератов. Конгломератовые прослои обнаружены также в некоторых разрезах Латвии (Вентспилс, Кроньяуце) и Литвы (Укмерге). Следы мелководных условий осадконакопления установлены даже в разрезах Калининградской области, где в зеленых мергелях в середине горизонта отмечают косослоистую текстуру. О мелководности говорят также прослои песчаника в разрезе Вильнюса.

Основная часть известняков на острове Сааремаа, в северной части Курземского полуострова, а также в центральной и северо-восточной части Литвы, являются, по данным А. Аалоз (1977) илесто-детритовыми с редкими прослоями детритной структурой.

Зеленоватые мергели с комками зернисто-илового известняка распространяются в разрезах юго-западной части Латвии, в Северной Литве и отдельными пачками и в отдельных разрезах Литвы. При доломитизации появляется обычно синеватый цвет. Сероватые мергели и глины установлены в основном в самых западных разрезах Латвии и Литвы (Павилоста, Вирбалис) и Калининградской области, особенно в нижней части горизонта. Мергели как и глины содержат в небольшом количестве кальцитового детрита, в основном из скелетов брахиопод и членистоногих. В глинах, а также в домеритах детрит часто пиритизирован.

Красноцветность пород отмечена в основном в домеритах (Вильнюс) и доломитах (Кихну).

Процесс доломитизации распространена в паадласком горизонте довольно широко. Доломиты на острове Сааремаа плотные, массивные, микрослоистые, возможно местами первичные. Основная часть доломитов и домеритов паадлаского горизонта является вторичным.

Метабентонитовые прослои известны в паадласком горизонте только в некоторых разрезах. Максимальное количество — 6 — обнаружено в разрезе Талси. В Литве известно только один прослой в верхней части горизонта.

Значение карбонатных отложений в курессаареском горизонте увеличивалось (рис. 2.1.1). На фоне общей регрессии образуется небольшая трансгрессия. Появляется дифференциация в составе отложений на севере и в южной части бассейна. В большинстве северных разрезов отмечают более глинистую нижнюю часть (тахулаские слои) и более карбонатную верхнюю часть (кудяпеские слои). В исследованных южных разрезах такое подразделение можно принимать только условно.

В известняках курессаареского горизонта увеличивается значение зернистого материала. Органогенные постройки в виде биогермов обнаружены на Курземском полуострове (Талсы) и в центральной части Литвы (Кункой). Значение зернистого биогенного компонента в породах курессаареского горизонта существенно не только в известняках, а также в мергелях. Так, например, отмечаются скопления кальцитовых водорослей в мергелях разреза Вирбалис. Кроме кальцитовых остатков встречаются, особенно в разрезах Литвы и остатки сложенных органиче-

ским веществом. Тонкозернистое органическое вещество содержится в рассеянном виде в мергелях, особенно в верхней части горизонта в Литве.

Зеленые и серые мергели с комками и прослоями известняка распространяются в Западной части Курземского полуострова, Литвы и Калининградской области. Чем восточнее разрезы, тем больше концентрируются мергели в нижней части горизонта. Структура известняка микрокристаллическая мелкодетритово-иловая. Для зеленых мергелей характерно присутствие створок брахиопод и остракод. В мергеле является характерной примесь алевритового терригенного материала, особенно на поверхностях напластования. В серых мергелях отмечаются часто тонкая слойчатость, обусловленная чередованием более светлых алевритистых и более темных глинистых слоев с органическим веществом, иногда содержащих граптолитовые остатки.

Распространение глин в курессаареском горизонте весьма ограниченное. Более мощные слои обнаружены лишь в самых западных разрезах (Павилоста, Кашино). Глины сероцветные содержат комков микрокристаллического известняка с характерными коричневатými ходами илоедов.

Доломитизацией охвачены самые восточные разрезы, как в Эстонии (Рухну), так и в Литве (Укмерге, Вильнюс). Возможно, что в Литве местами имеется дело и с первичными доломитами. В разрезе Рухну больше доломитизирована верхняя часть разреза. С глубиной доломитизация постепенно уменьшается.

Метабентонитовые прослои отмечаются в курессаареском горизонте от 1 до 3, из них 1—2 в середине разреза (Рухну, Вентспилс, Приекуле), а местами и в верхней половине горизонта (Кашино).

Каугатумаский горизонт характеризуется большой разнообразностью пород. В исследованных нами разрезах чередуются зернистые известняки с прослоями мергелей и глины. Среди карбонатных пород обнаружены биогермные образования в северной части бассейна (Каугатума) и небольшие банки в средней части Литвы. По сравнению с нижележащими горизонтами увеличивается значение биоморфных и крупнодетритовых известняков, особенно криноидных. Также увеличивается значение обломочного материала в виде конгломератовых и псаммитовых прослоев. О мелководности бассейна свидетельствуют также многочисленные поверхности перерыва косо- и наклоннослоистые текстуры, а также оолиты (Вентспилс, Кункояй) разного состава (кальцитовые, шамотитовые, гидрогетитовые). Характерной для каугатумаского горизонта является то, что разнотипные зернистые известняки встречаются также в виде комков и прослоев среди мергелей и глин.

Преобладание мергелей и глин отмечается только в самых западных разрезах (Павилоста, Кашино). Они являются в основном сероватыми, но содержат сравнительно много детрита и цельных раковин остракод

и брахиопод, а также примесь кварцевого алевроита. В верхней части горизонта установлен даже прослой чистого кварцевого алевроита (Вирбалис).

Доломитизация распространена в верхней части горизонта в более восточных разрезах (Рухну, Укмерге, Лапес).

В каугатумаском горизонте отмечаются еще две-три прослоя метабентонита (Кашино, Талсы).

В следующем, **охесаареском горизонте** конфигурация распространения отдельных типов пород мало изменяется. Можно только отметить, что сокращение бассейна на территории Литвы происходит в основном за счет площади распространения карбонатных пород. Также увеличивается значение мергеля в отдельных разрезах. Структурные типы карбонатных пород остаются в основном теми же, как в каугатумаском горизонте. Встречается много крупнозернистых и обломочных известняков. Среди детритных известняков отмечается ритмичное изменение по крупности детрита. Многие текстурные признаки, особенно в северной части бассейна, указывают на мелководность среды (косая слоистость, пиритизированные поверхности перерыва, трещины усыхания). В разрезах Вентспилс и Кункояй были найдены гидрогетитовые оолиты. Почти во всех исследованных разрезах породы окрашены красноцветными пятнами, особенно под контактом с вышележащими девонскими отложениями. Там же распространяется доломитизация охватывающая 4-метровую пачку в Плунге до полной доломитизации охесаареского горизонта в Рухну и Павилоста (рис. 2.1.1).

Мергели (домериты) в охесаареском горизонте в основном зеленые или пестроокрашенные, но местами, особенно в северной части бассейна, и коричневатые, содержащие органического вещества. По сравнению с каугатумаским горизонтом увеличивается примесь алевроитового материала до настоящих прослоев алевролита. Метабентонитовых прослоев в охесаареском горизонте не обнаружено.

В разрезах, где силур кончается пестроцветными домеритами литологическое установление границы между силуром и девоном трудно, поэтому она основывается в основном на определение фауны.

3. КАРБОНАТНАКОПЛЕНИЕ В СИЛУРИЙСКОМ БАСЕЙНЕ

3.1. Общий ход карбонатонакопления

Карбонатонакопление в древнепалеозойском бассейне Прибалтики началось в нижнем ордовике и продолжалось более или менее непрерывно до девона (с некоторыми промежутками и в девоне). Благоприятные для этого процесса условия были созданы с одной стороны

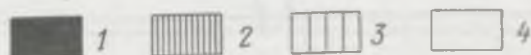
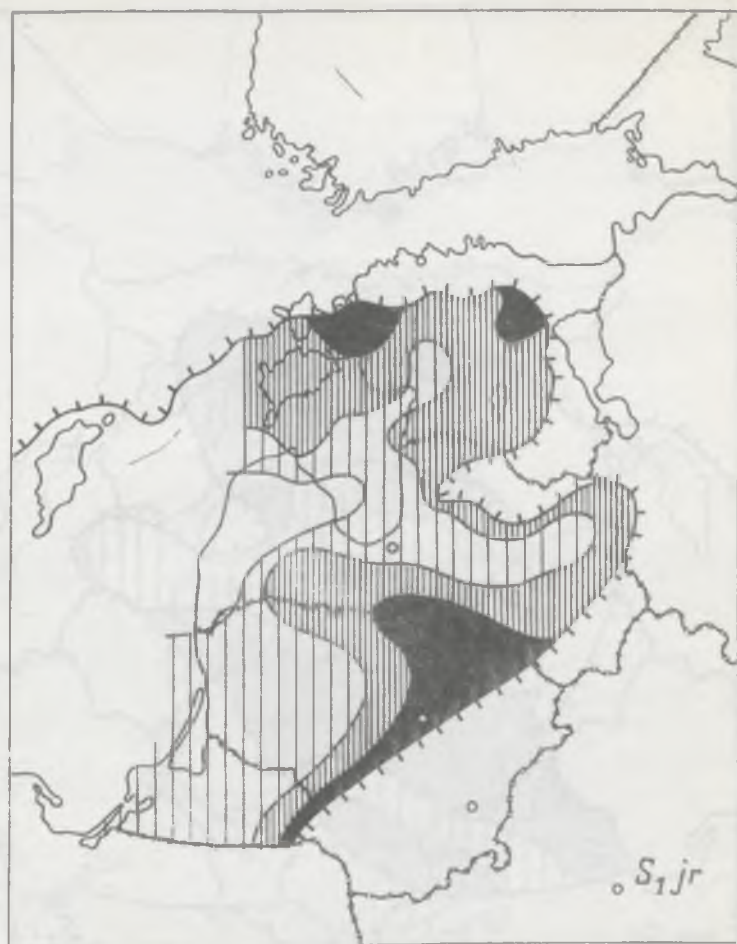
положим рельефом окружающего материка и ограниченным притоком терригенного материала, а с другой стороны, с продолжительным потеплением и аридизацией климата в течение ордовика и особенно в силуре.

Карбонатакопление в морских бассейнах контролируется такими физическими и химическими параметрами среды как температура, pH, давление и содержание двуокиси углерода, и содержание кальция и магния. Обильная фауна кораллов, многочисленные биоконструктивные образования, все это говорит о небольших глубинах бассейна и теплой, сравнительно чистой воде, в которой содержание двуокиси углерода небольшое. С сложенных ордовикскими карбонатными породами берегов, приносилось в бассейн в изобилии кальций и магний.

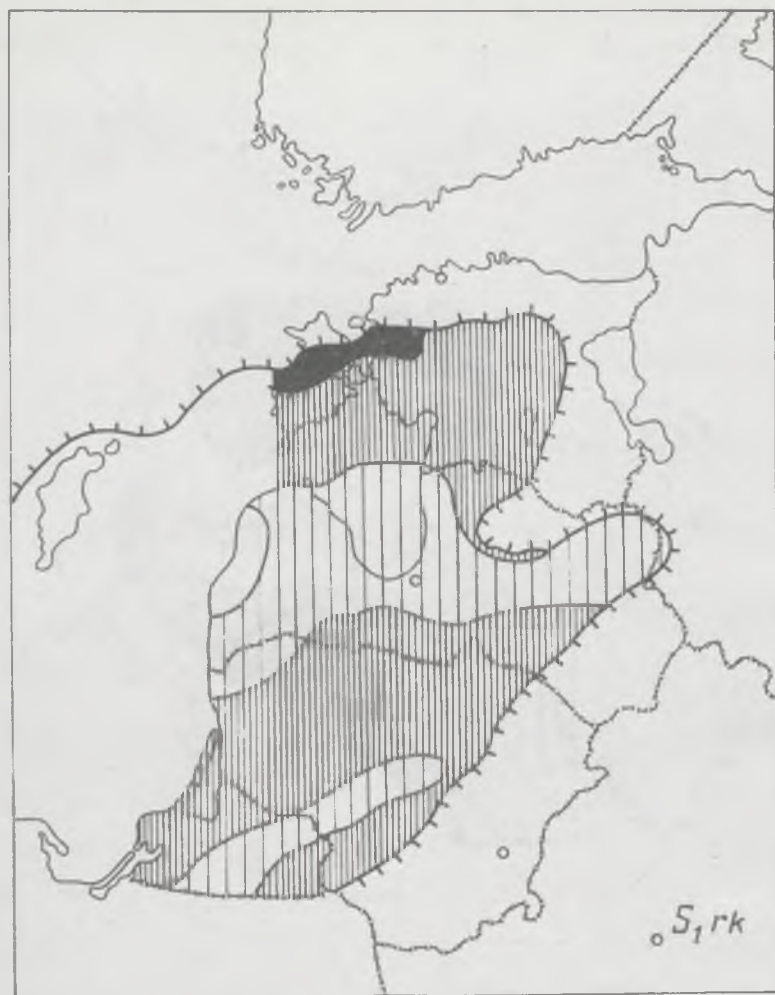
Судя по исследованным нами силурийским отложениям, эти параметры особенно благоприятно содействовали для образования кальцита. Анализ элементарного состава силурийских пород показывает, что интенсивным был накопление Са в начале силура (рис. 3.1.1) особенно на северо-западе, северо-востоке и юго-востоке бассейна. Отмечается, что отложения в этих районах содержат больше кальция в течение всего силура. Это можно объяснить, с одной стороны, с близостью предполагаемых источников привноса, а с другой стороны, с незначительными глубинами бассейна. Интенсивное поступление терригенного материала в течение верхнего лландовери и венлока (начиная с адавереского времени) подавляет процесс кальцитообразования и несмотря на некоторое увеличение его в ягарахуское время, следующий максимум в содержании кальция установлен в отложениях паадлаского времени, где он связан с общим обмелением бассейна.

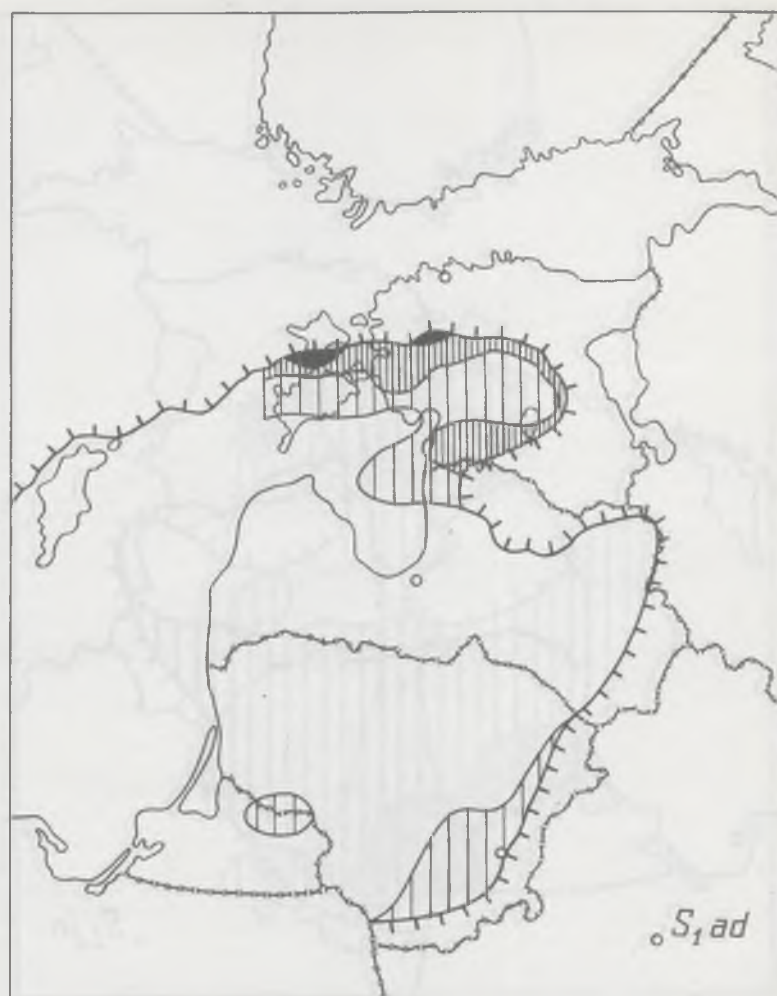
Распределение элемента Mg в силурийских отложениях в большинстве случаев не отражает седиментационную обстановку (рис. 3.1.2), а определяется вторичным привносом магния и перераспределением исходного карбонатного вещества. Большие содержания магния встречаемые в восточных районах Прибалтийского бассейна связаны главным образом вторичными доломитами. Максимальные содержания в разрезе установлены в отложениях раннего и в начале позднего силура. Имея в виду, что в это-же время образовались и первичные доломиты как на севере, так и на юге бассейна, в этом максимуме суммируется магний двойного происхождения. Изучение силы связи между Ca^{++} и Mg^{++} показывает (Юргенсон, 1973), что самая сильная положительная корреляция обнаружена в глинистых доломитовых породах и глинах, а в известняках отмечается самая прочная обратнопропорциональная связь.

Как было отмечено уже при изложении характеристики основных типов пород силура, в бассейне осадконакопления существовала определенная фациальная зональность — начиная со стороны берега с более карбонатными и кончая в середине бассейна с глинистыми отложениями. Основное карбонатакопление состоялось в шельфовой части бассейна в пределах первых трех фациальных зон, в глубинах до 150—200 м. В

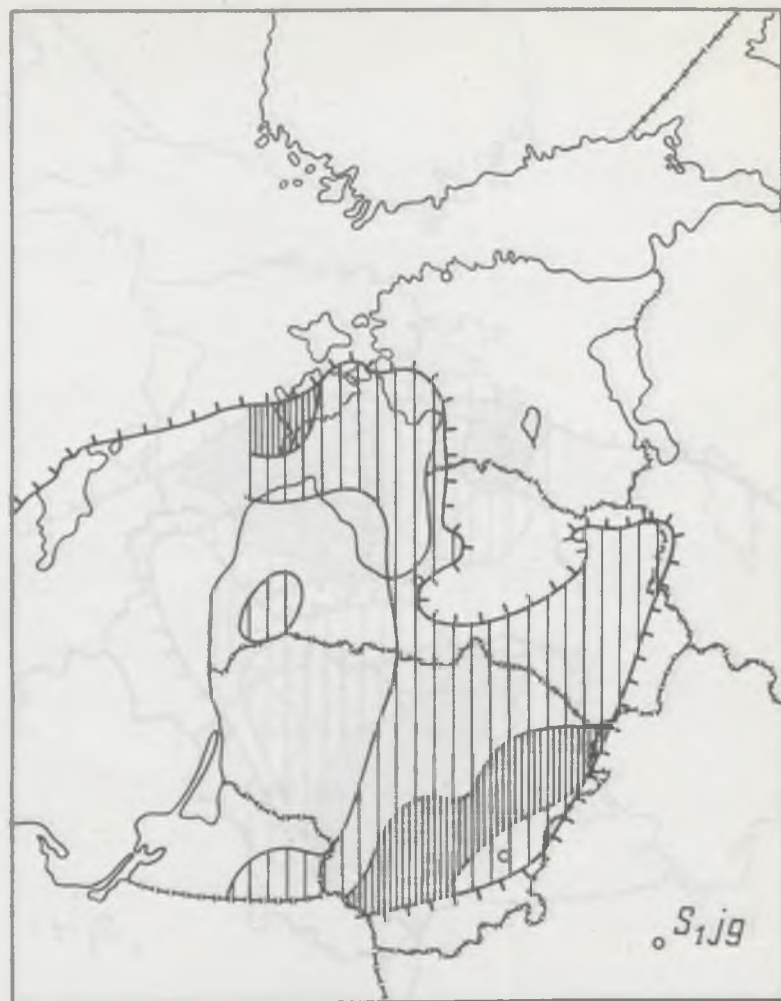


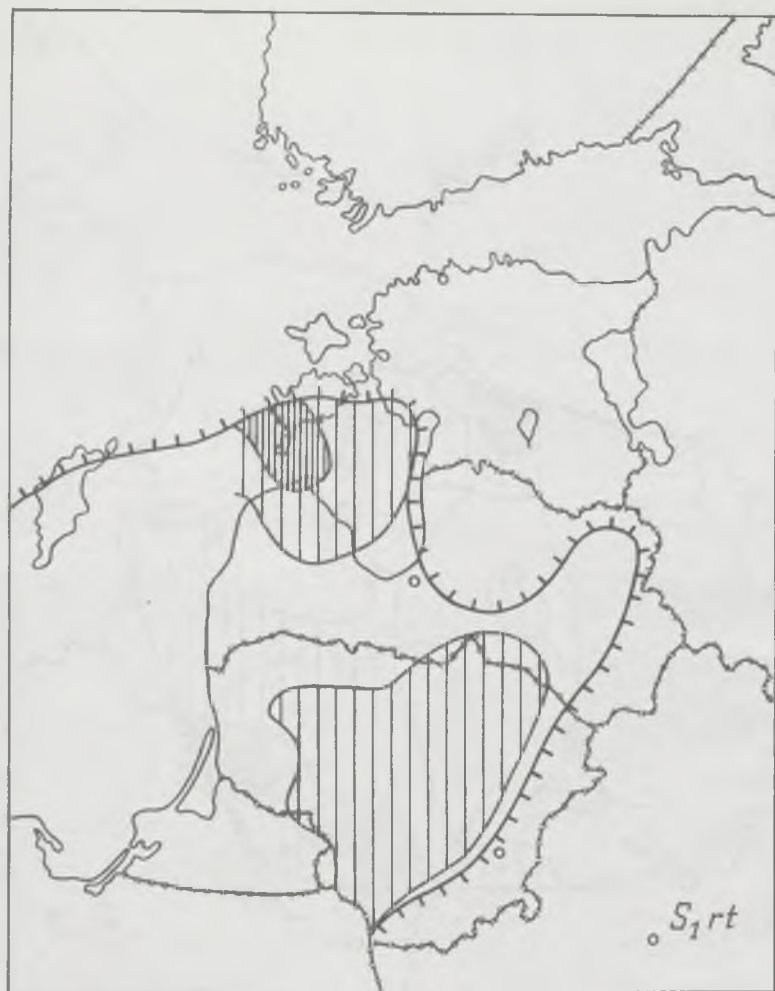
3.1.1. Средние содержания Ca в силурийских отложениях Прибалтики (по горизонтам): 1. более 30%; 2. 20–30%; 3. 10–20%; 4. менее 10%.

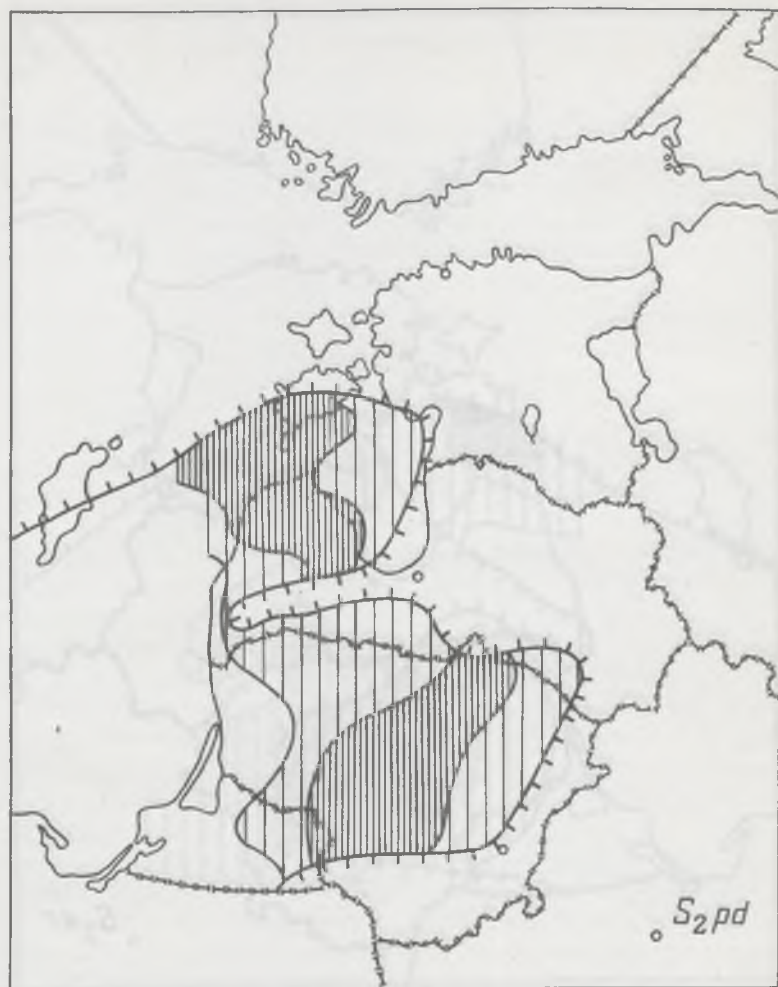


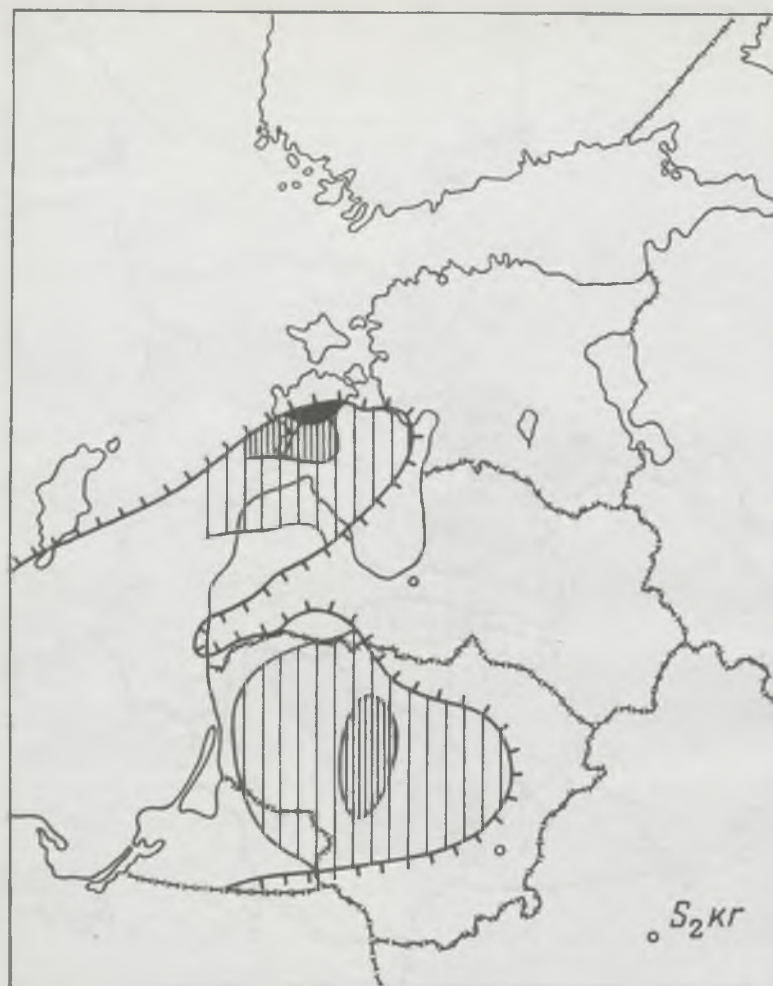














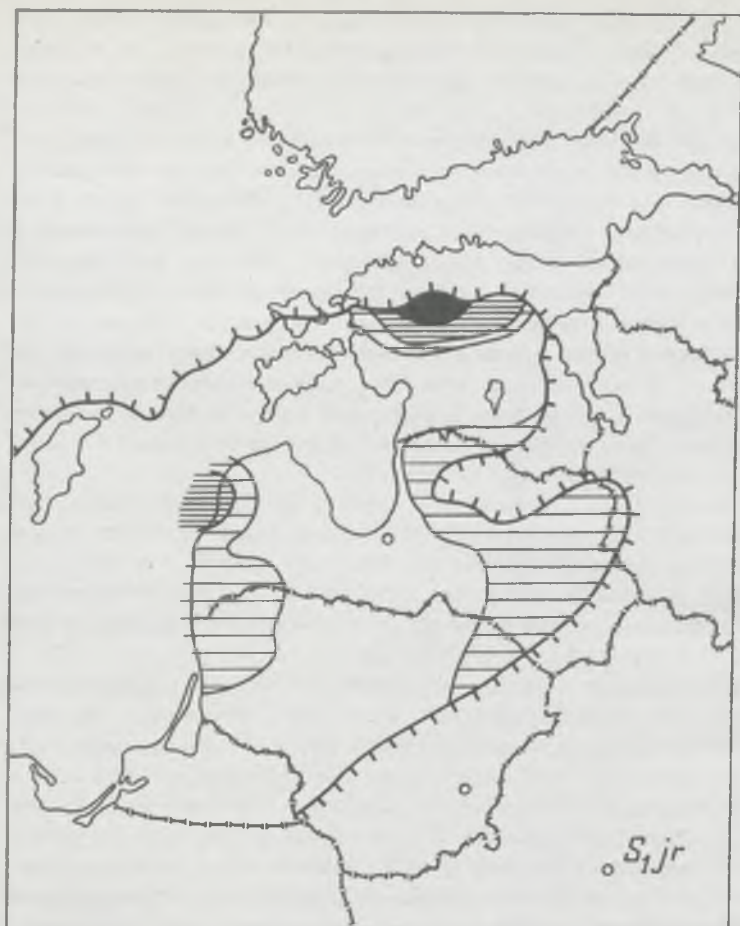


зависимости от стадии развития бассейна (трансгрессия-регрессия) площадь карбонатонакопления то расширялась, то сужалась, но в связи с общей силурийской регрессией ее границы передвигались с востока на запад.

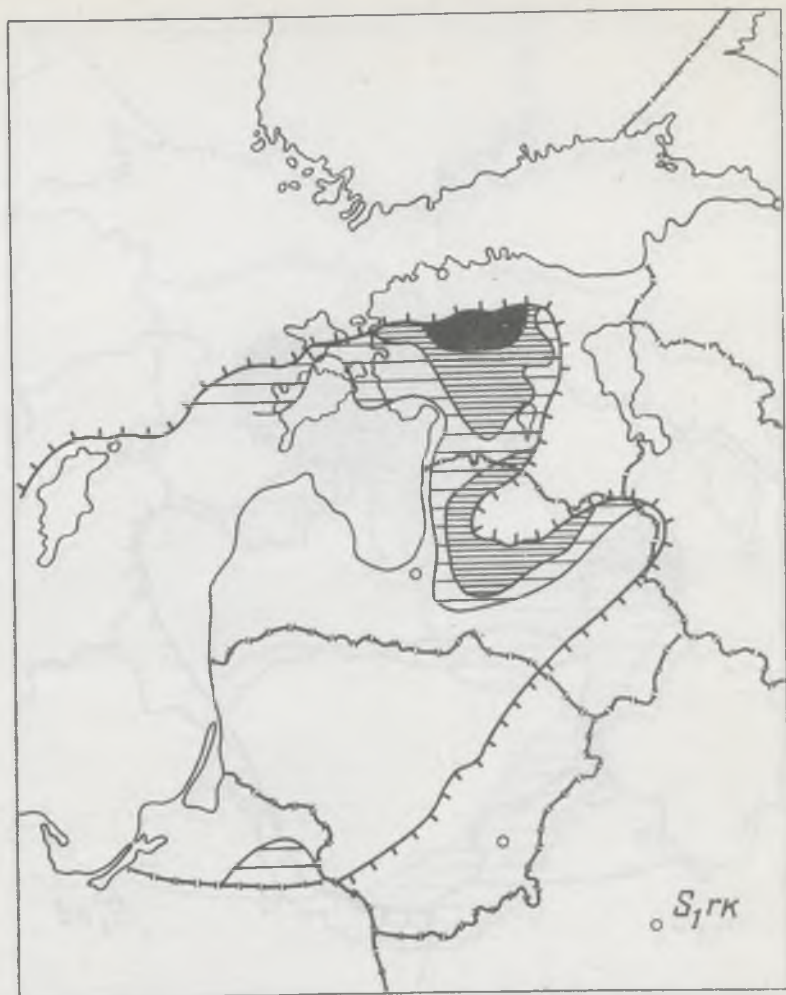
Рассматривая процесс карбонатонакопления во времени, надо отметить, что оно, как один из многочисленных геологических процессов, характеризуется цикличностью (Юргенсон, 1970; Эйнасто, 1979). Ритмическое поступление терригенного материала, а также колебания в интенсивности движения воды, обуславливают ритмичность в вещественном и гранулометрическом составе седиментационного материала. Мелкий ритм в карбонатонакоплении обычно начинается с более грубозернистым, богатым терригенным компонентом материалом и кончается тонкозернистым более чистым илистым карбонатным материалом, иногда содержащим многочисленные цельные скелеты фауны. Мелкие ритмы могут быть разного объема. Ритмы соединяются обычно в циклы разного объема и совершенности (полноту).

При характеристике силурийского разреза Прибалтики обычно выделяются три крупных цикла соответствующих трем крупным трансгрессивно-регрессивным фазам (Кальо, Юргенсон, 1977) и названными макроциклами. Эти макроциклы прослеживаются и в карбонатонакоплении. Они выражены всегда более ярко в прибрежных фациях и чем глубже в бассейн, тем труднее они различимы.

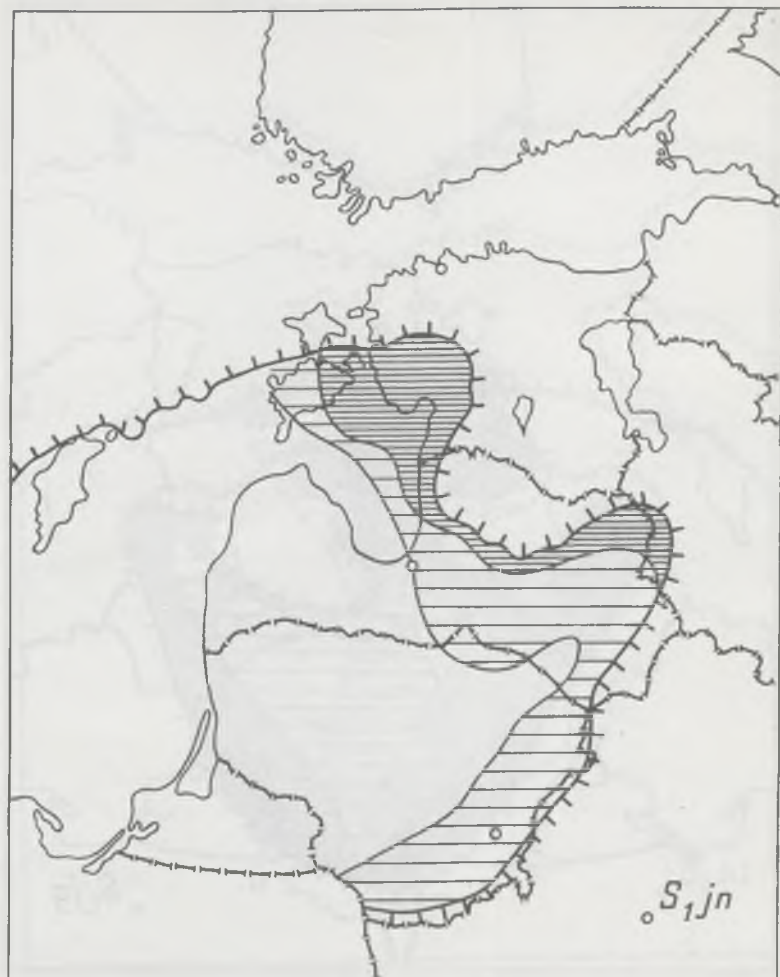
Первый макроцикл в силуре начинается юруским горизонтом и кончается райккюласким горизонтом, охватывая таким образом примерно нижнюю половину лландоверийского яруса. В начале юруского времени происходит крупная трансгрессия приносящая с собой много терригенного материала. На широкой территории образовались мергели (домериты), содержащие лишь 50—75% карбонатов (рис. 2.1.1). Из исследованных нами разрезов около 40% представлены известняками. Значение известняков увеличилось особенно в конце юруского времени на севере (биоморфные пентамерусовые известняки), где совершается и один цикл в пределах первого макроцикла, так как в подошве райккюлаского горизонта образовался здесь слой мергеля. В связи с тем, что процессы вторичной доломитизации выражены среди юруских пород сравнительно слабо, соотношение Ca/Mg , полученное по пересчетам химических анализов пород, более отчетливо характеризует условия седиментации (рис. 3.1.3). В заливообразном бассейне ясно вырисовываются прибрежные мелководные участки с более интенсивным накоплением карбоната кальция. В юруское время преобладало биогенное карбонатонакопление. Более интенсивное движение воды, обуславливающий примесь обломочного известкового материала, появлялось в первой половине времени, где химическое и биохимическое осаждение кальцита состоялось лишь кратковременно на севере (оолитовые известняки) и южнее Локновского выступа (афанитовые известняки).

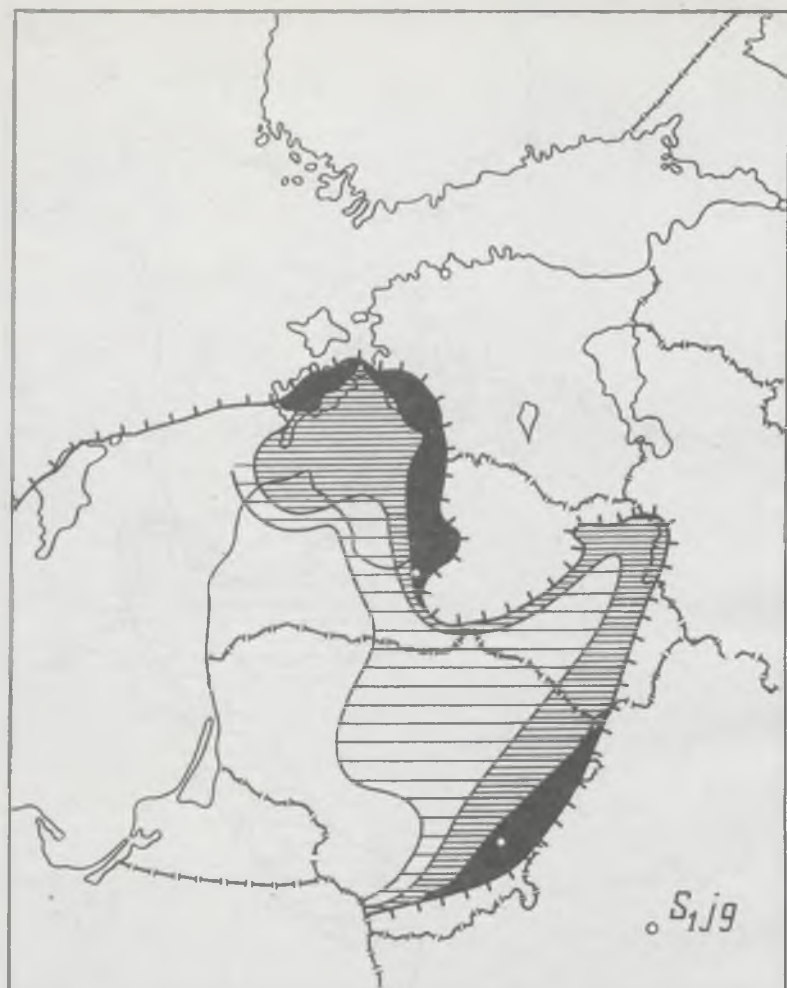


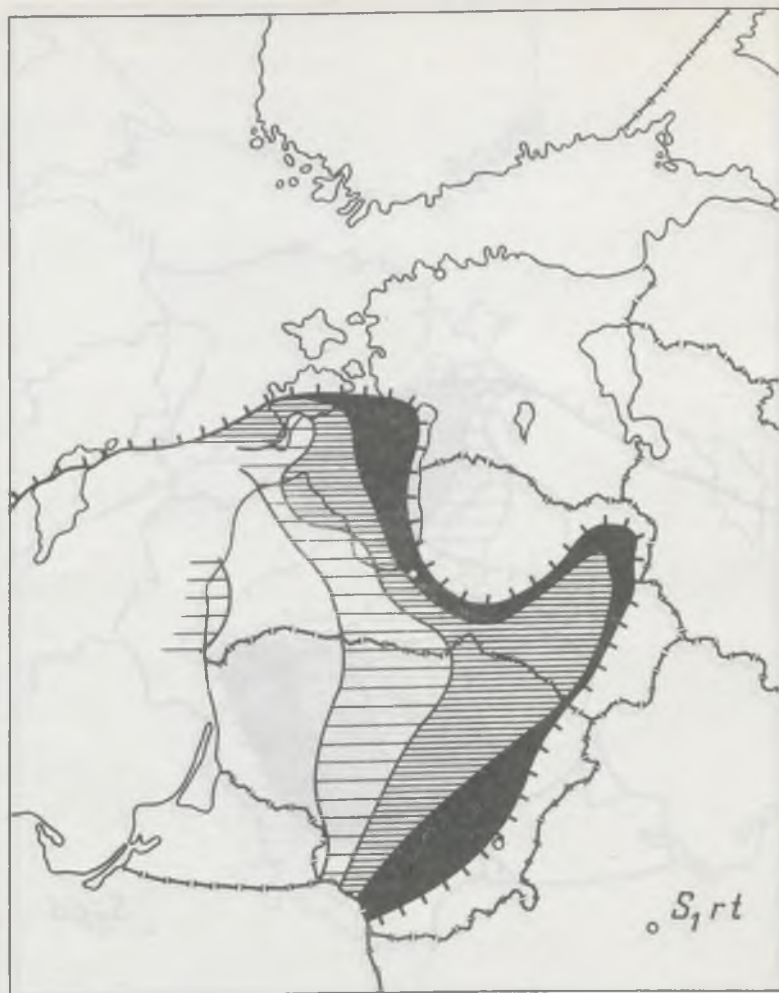
3.1.2. Средние содержания Mg^{++} в силурийских отложениях Прибалтики: 1. более 10%; 2. 5–10%; 3. 2,5–5%; 4. менее 2,5%.

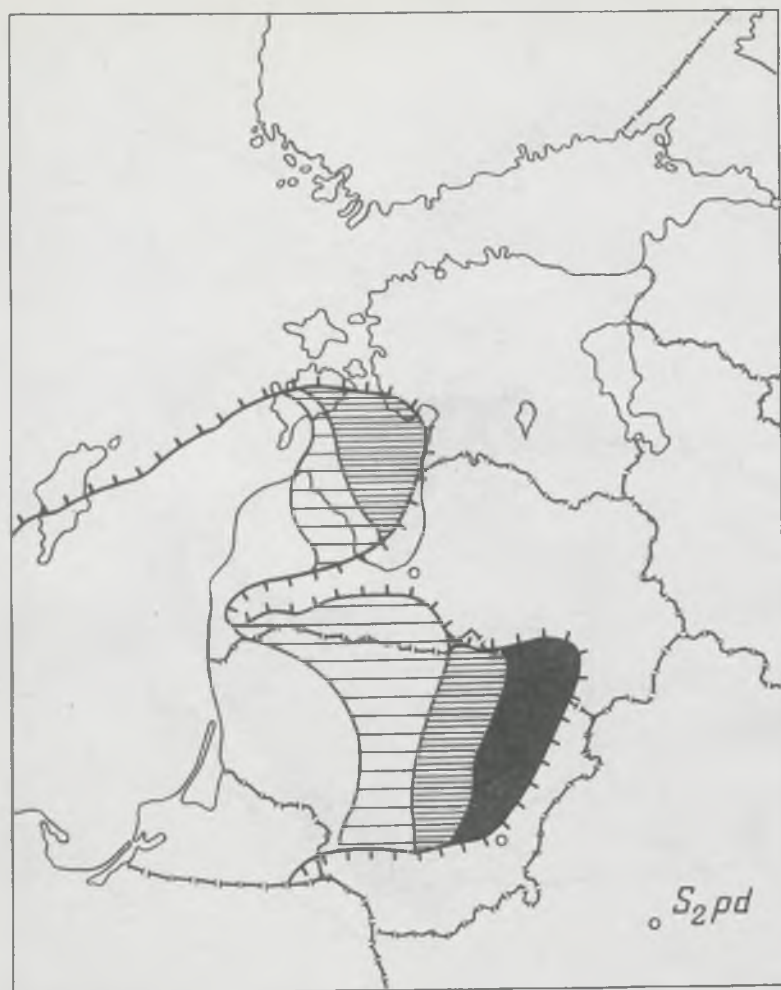


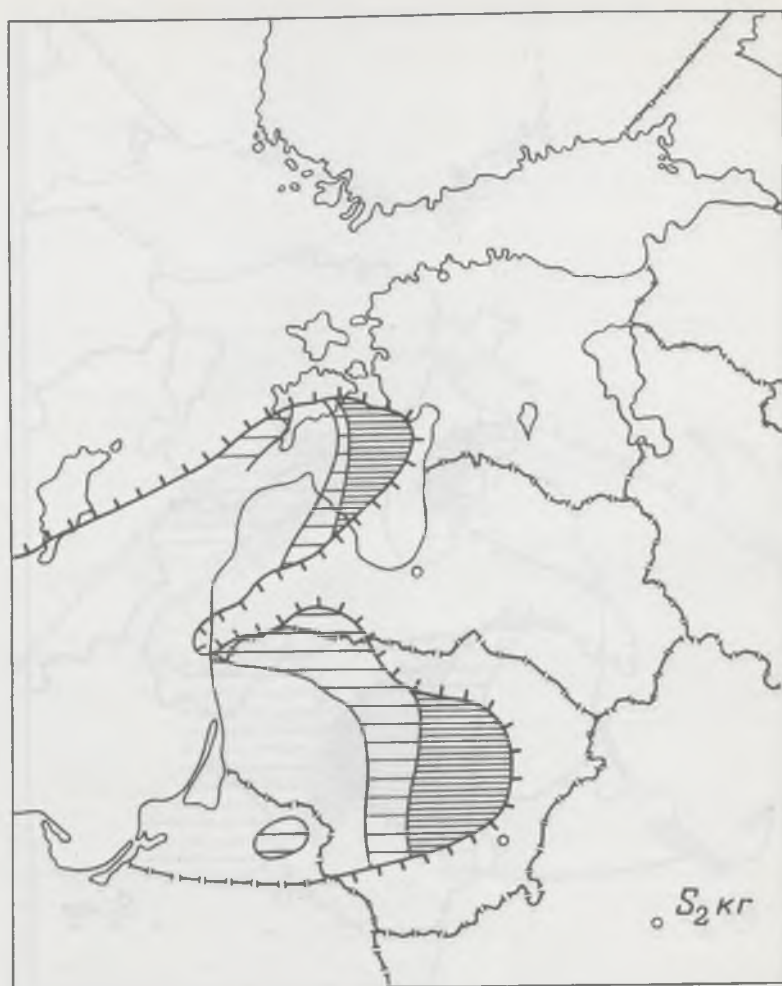


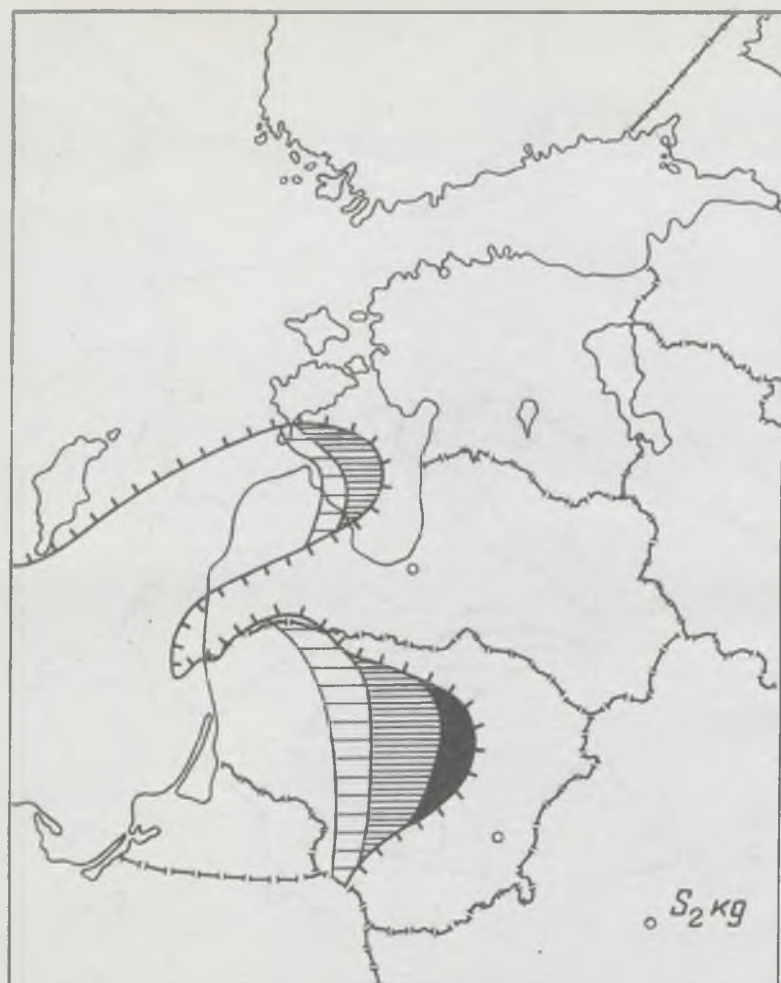












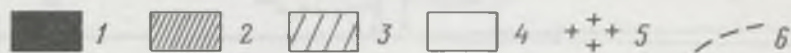
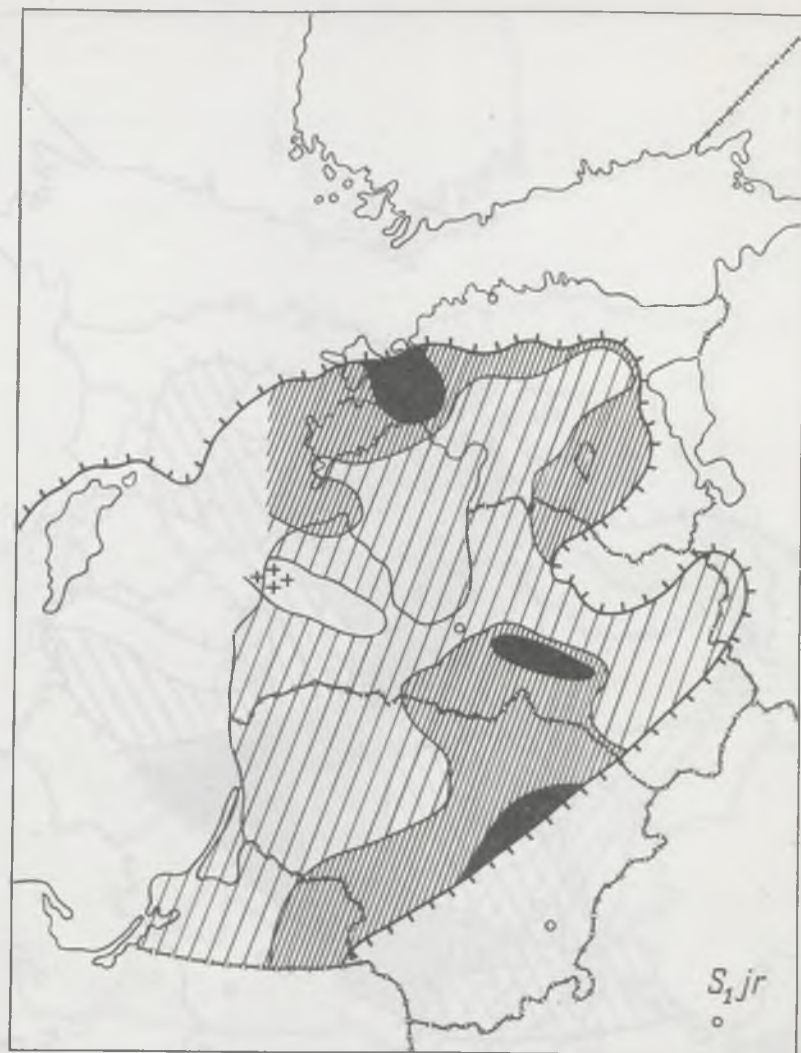


Интенсивность карбоната накопления в райккюлаское время увеличивается. Больше половины разрезов представлено известняками. Ввиду того, что вторичная доломитизация играет сравнительно большую роль, Ca/Mg в породах северо-восточной части и вокруг Локновского выступа имеет пониженные значения. Такими же пониженными являются отношения в западных районах, где в глинистых отложениях явно преобладает доломит. На самом севере сливаются районы образования первичных (Оргита) и вторичных (Выхма-Эймаа) доломитов. В райккюлаское время появляется более яркая разница между северной и юго-западной части бассейна. На юге, куда выносился более тонкозернистый терригенный материал, уже началось интенсивное погружение дна бассейна, охватывающее в адавереское время и обширные области на севере, карбоната накопление было минимальным. Если в юурусское время преобладали биогенные процессы в карбоната накоплении, то в райккюлаское время увеличивается значение биохимических и химических процессов (афанитовые известняки, первичные доломиты). Отмечаются кратковременные накопления обломочного материала в виде интраформационных конгломератов.

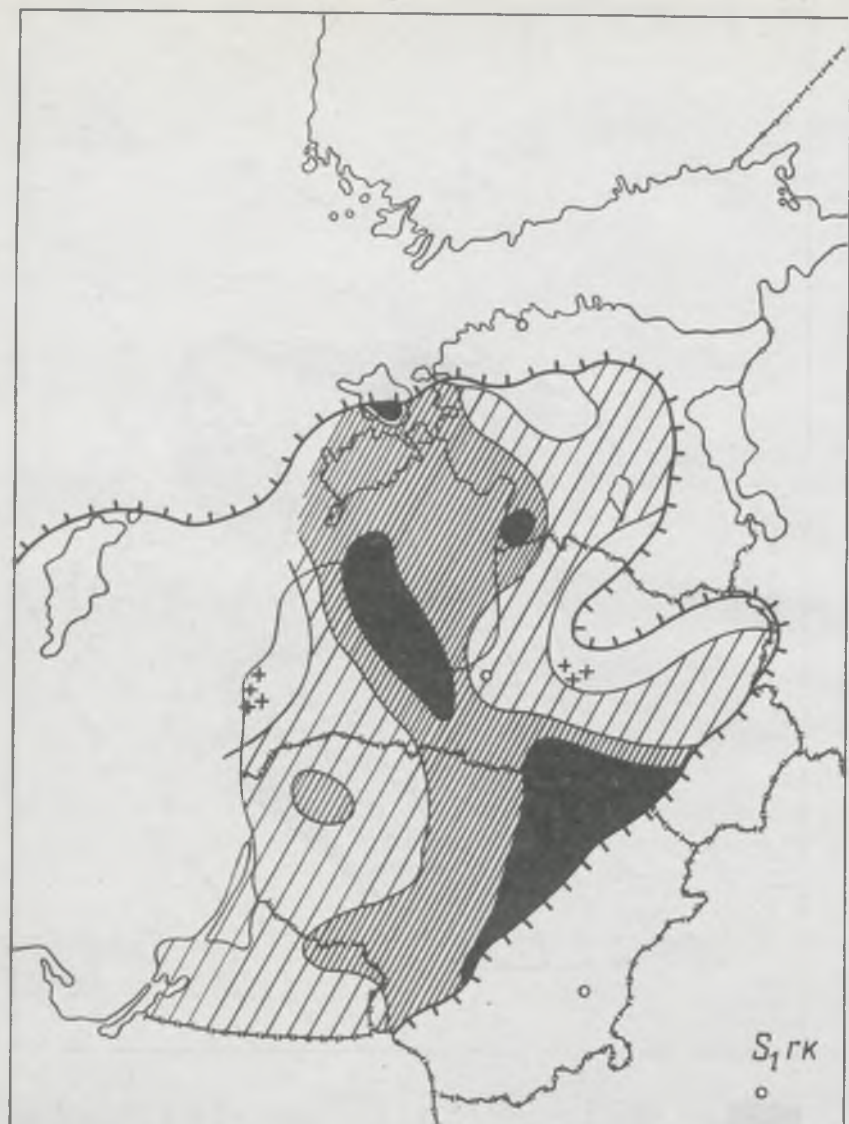
Райккюласкими отложениями завершается первый макроцикл в карбоната накоплении силура. Только на северо-востоке она продолжается еще и в адавереское время. Известковые отложения накопившиеся здесь являются в основном биогенными и обломочными, со следами растворения (поверхности перерыва), ныне в основном, доломитизированными (рис. 2.1.1). Наступающая позднелландоверийская трансгрессия приносит собой массу глинистого материала. Из исследованных нами разрезов лишь одна пятая представлена карбонатными породами, причем преобладают среди них неполные разрезы, охватывающие нижнюю половину адавереского горизонта. Районы с высокими значениями Ca/Mg сильно сокращены с одной стороны путем наложения вторичной доломитизации, и с другой стороны с преобладанием глин и мергелей (рис. 3.1.3). Карбонатный компонент в мергелях и глинах представлен в виде сильно изтертого кальцитового микродетрита или доломитовых кристалликов диагенетического происхождения.

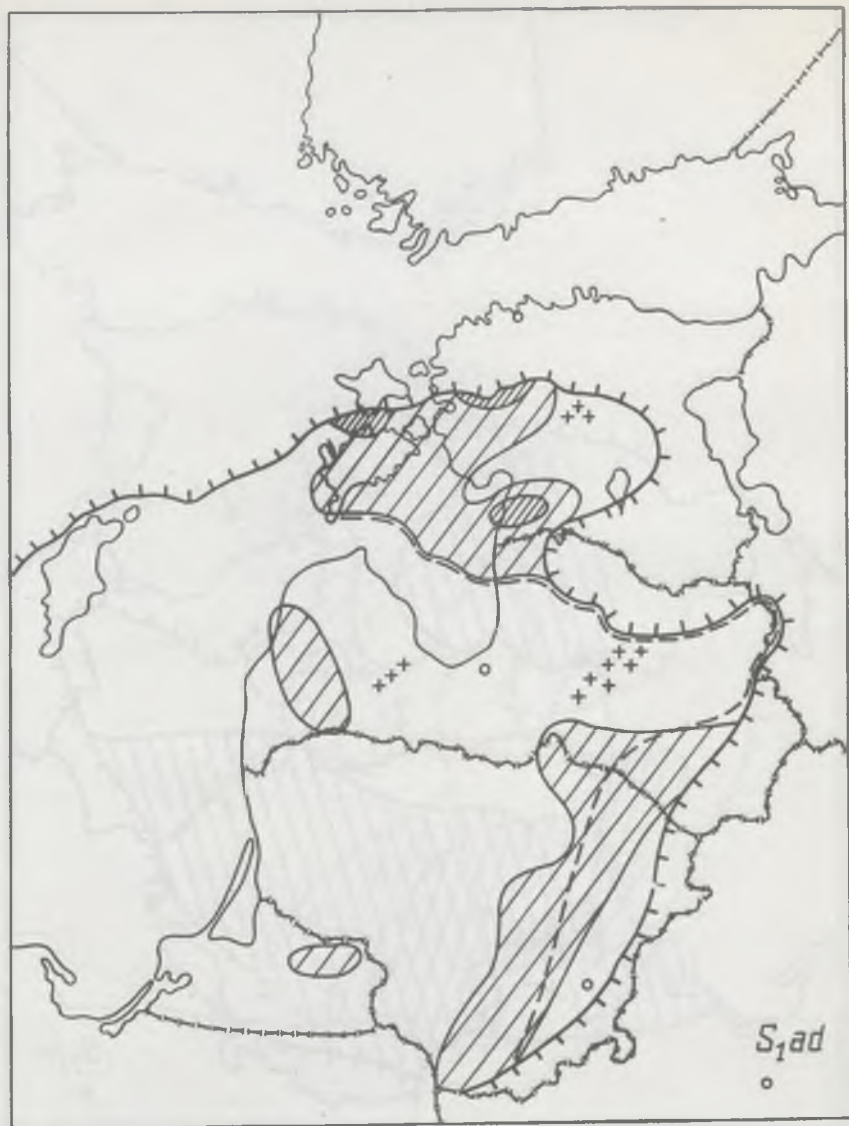
Продолжающая трансгрессия в яаниское время все сокращала площадь чистого карбоната накопления, хотя количество разрезов, сложенных глинами, уменьшается. Основная часть отложений представлена мергелями. Большинство восточных разрезов охвачены вторичной доломитизацией. Известняки распространяющиеся на северо-западе, всегда в какой-то степени доломитизированы. Основная часть кальцита биогенная и биохемотренная (разнозернистый детрит, тонкокристаллическая основная масса).

Карбоната накопление увеличивалось снова в следующем, яагараксуском времени, но чистых известняков сохранилось мало. Проведенные нами раньше детальные исследования показали, что особенно сильно



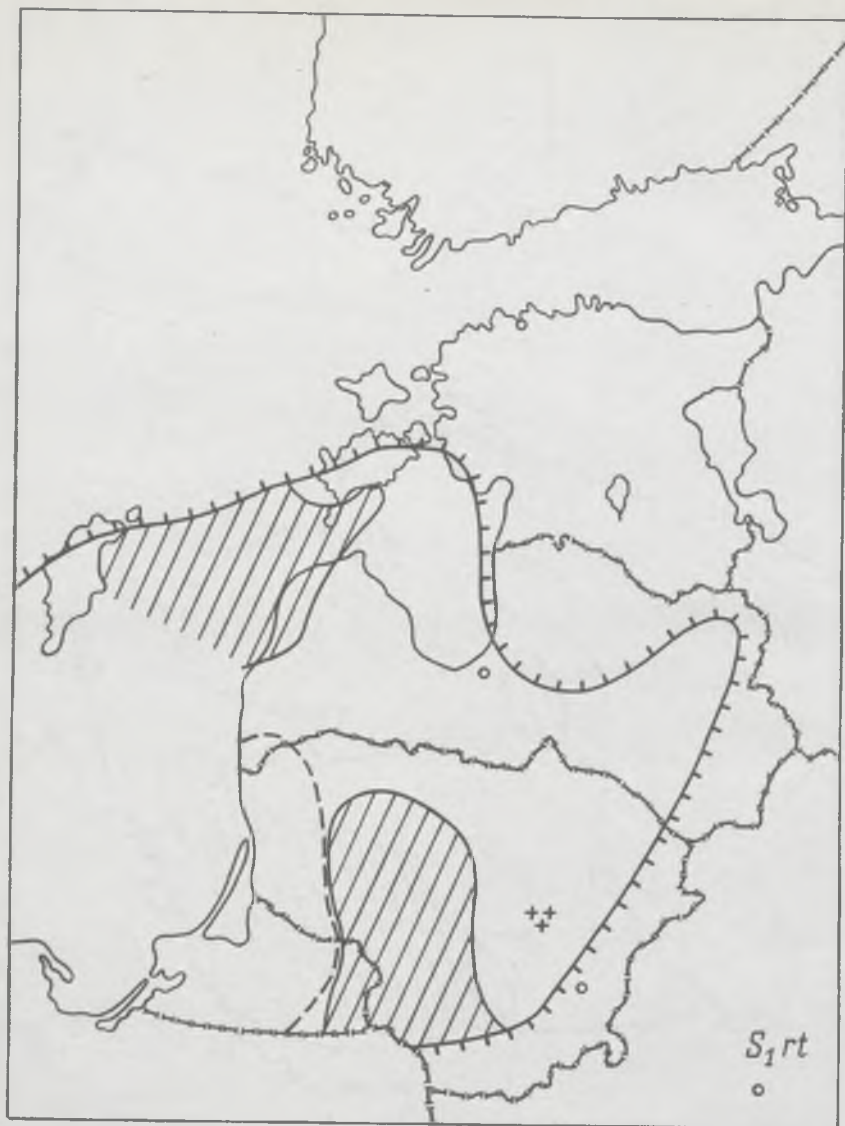
3.1.3. Распределение отношений Ca/Mg в силурийских отложениях Прибалтики: 1. Ca/Mg выше 25 (известняки); 2. 15–25 (известняки); 3. 3,5–15 (доломитовые известняки); 4. ниже 3,5 (доломиты); 5. отложения с отношением ниже 1,5; 6. граница распространения глин.

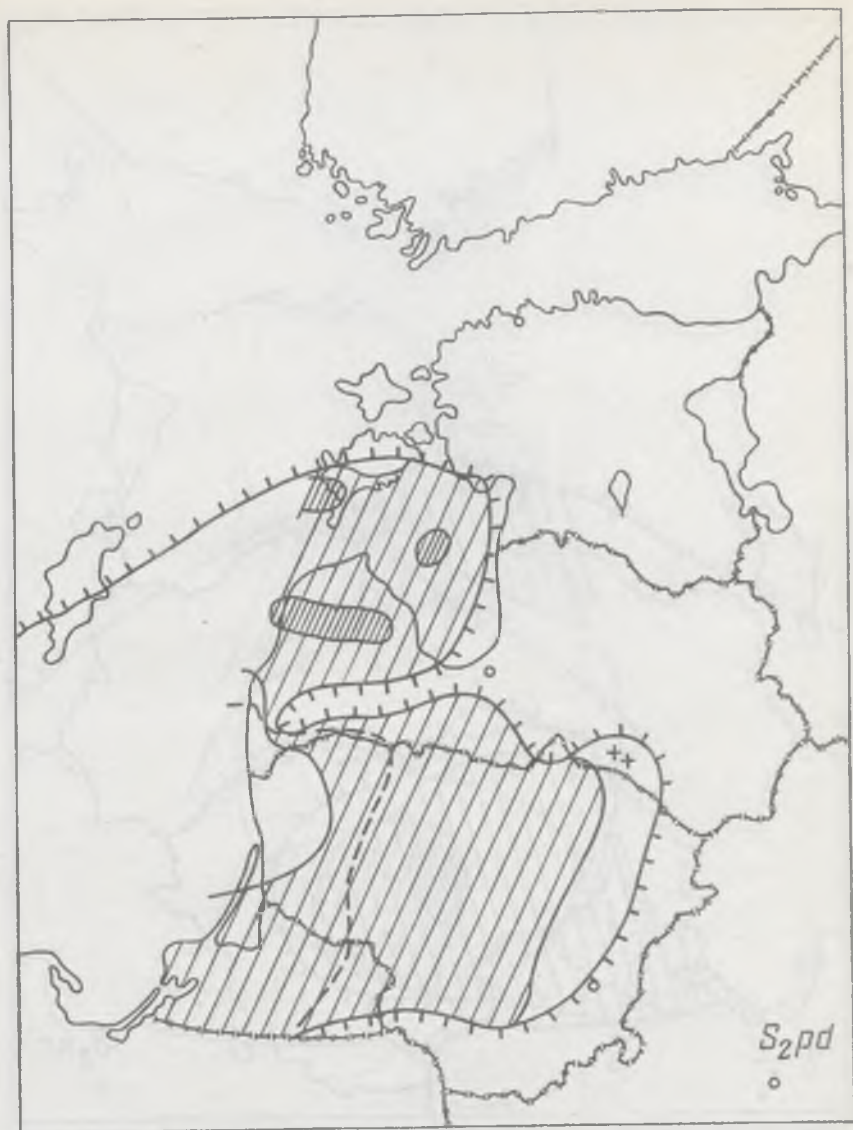


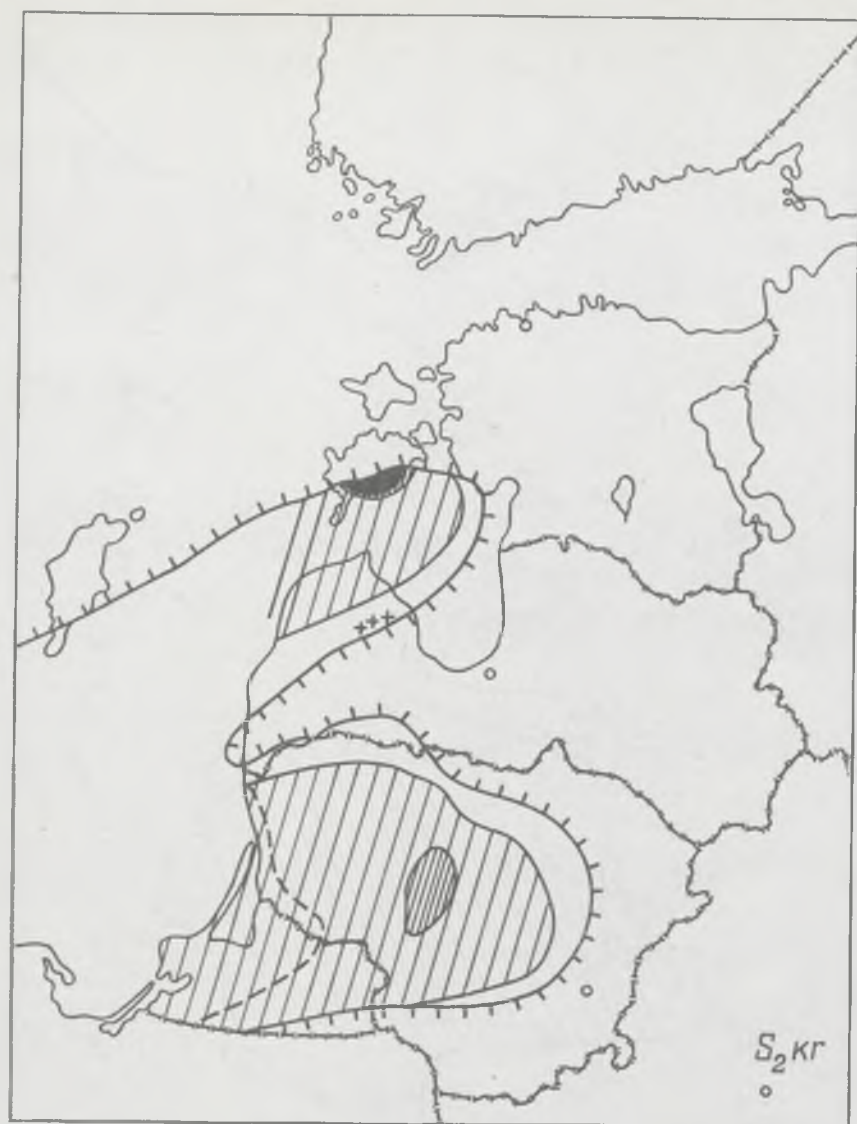
















охвачены доломитизацией верхние слои горизонта, как в пределах выхода, также и южнее (Юргенсон, 1973). По данным Р. Эйнасто (1970) предполагаются первичные доломиты, связанные с рифовыми образованиями. В составе известняков преобладает биогенный компонент (биогермы, детрит), в меньшей мере биохемотренный. Особенно интенсивное накопление биогенного кальцита отмечается в мергелях и известняках южной части бассейна.

Второй макроцикл карбонатакопления с вилуре завершается в роотсикюлаское время, т.е. с окончанием венлока. Надо отметить, что роотсикюлакий горизонт раньше считался как преный горизонт лудлова и не был включен в детальное рассмотрение карбонатакопления венлока (Юргенсон, 1973).

По сравнению с нижележащими горизонтами поступление терригенного материала в роотсикюлаское время уменьшается. Распространение глин минимальное. Сравнивая карбонатные породы роотсикюлакого горизонта с карбонатными породами райккюлакого горизонта, представляющими также результат осадконакопления в регрессивной фазе, бросается в глаза сильное увеличение значения доломитов и домеритов. Это касается как вторичной доломитизации, так и образования первичных доломитов. Последние образовались как в северной, так и в южной частях бассейна. Известняков, как таковых, сохранилось весьма ограничено (рис. 2.1.1). Отмечаются биогенные, биохемотренные и хемотренные карбонатакопления. Местами встречается значительная примесь обломочного материала (псаммитовые известняки). По сравнению с нагарахуским горизонтом значение биохемотренного и хемотренного компонентов сильно увеличивается. Породам обоих горизонтов характерны следы кратковременных прекращений седиментации и растворения.

Паадлаское время начинается новой трансгрессией. Снова усиливается приток терригенного материала, хотя он не такой интенсивный как в адавереское время. Трансгрессия была кратковременной и паадлаский горизонт соответствует одному циклу в верхнесилурийском макроцикле. На севере и юго-востоке продолжалось образование первичных доломитов. Более интенсивное кальцитообразование состоялось в северной части бассейна. Преобладает биогенный компонент (небольшие биогермы, цельные створки брахиопод, детрит). Сравнительно много встречается обломочного карбонатного материала (конгломераты, псаммиты), особенно в нижней части горизонта. Об интенсивном движении воды говорит и быстрое чередование карбонатных и глинистых слоев, причем часть карбонатного материала была денудирована непосредственно после седиментации. Особенно ярко выражено такое быстрое чередование в более прибрежных районах шельфа. Такое чередование продолжается и в следующих курессаареском и каугатумаском горизонтах.

В курессаареское время в какой-то степени уменьшается приток терригенного материала, особенно в южной части бассейна (сокращается

площадь распространения глин). Основная часть исследованных нами разрезов представлена известняками. По-прежнему охвачены вторичной доломитизацией восточные краевые районы, где сохраняются пониженные значения Ca/Mg (рис. 3.1.3). В отличие от палеозойского времени первичных доломитов не осаждалось. Самое интенсивное кальцитообразование отмечается на севере и в центральной части южного залива.

Кальцит в основном биогенного происхождения, особенно на юге, где распространены биогермы. Об интенсивном движении воды свидетельствует значительное количество обломочного материала.

В каугатумаское время условия для карбонатонакопления мало изменились. Более быстрое поднятие дна бассейна на севере сопровождается с более интенсивным накоплением обломочного карбонатного материала. По сравнению с курессаарским горизонтом значение терригенного материала увеличивается и преобладающая часть исследованных нами разрезов представлена мергелями с комками и прослоями известняка. Ввиду приближения в разрезах девонского покрова на востоке зона вторичной доломитизации расширяется. Максимальное кальцитообразование отмечается лишь на ограниченной площади на самом севере, где встречаются биогермы. По-прежнему преобладает биогенный кальцит.

Силурийская регрессия завершается в Прибалтике в охесаарское время. Кальцитовые отложения сохранились лишь на самом северо-западе и на юге (рис. 2.1.1). Преобладает биогенный и биохемотренный кальцит (биогермы, детрит) с примесью обломочного карбонатного материала. В самом конце охесаарского времени возможно образование первичного доломита. Как уже отмечалось выше (стр. 11), самые верхние слои силура часто денудированы, отлагались глинистые пестроцветные отложения смешанного типа, в которых граница между силуром и девоном трудно уловима.

3.2. Содержание и распределение кальцита и формы его накопления

Содержание минерала кальцита в силурийских породах колеблется в довольно широких пределах. Из вышеизложенной характеристики карбонатонакопления выяснилось, что главным фактором, определяющим ее распределение, является фациальная обстановка, выражающая в конкретном типе отложений. Содержание кальцита может достигать почти 100% и в таких породах, как биогермовые, биоморфные, крупнотерритные и оолитовые известняки, образовавшиеся в отмельной фациальной зоне. Мелко- и микротерритовые известняки редко содержат кальцита больше 90%, особенно те, которые образовались в переходной фациальной зоне. В биогенных карбонатных породах содержание кальцита является в прямой зависимости от содержания кальцитовых скелетов.

Исследование пентамерусовых биоморфных известняков юруского горизонта показал (Юргенсон, 1961), что при содержании цельных створок пентамерид больше 30%, общее содержание кальцита в породе превышает 90%. Кроме цельных скелетов и возникшего при их разрушении детрита, может биогенный кальцит присутствовать и в виде тонко- до скрытокристаллической массы. При микроскопических исследованиях шлифов установлено, что в частицах диаметром меньше 50 микрон, чрезвычайно трудно заметить определенные органические структуры или их реликты. Таким образом, при описании тонко- и скрытокристаллических известняков часто трудно установить происхождение сложившегося их кальцита. В нынешней литологической литературе вопрос о происхождении тонкозернистого известкового ила остается дискуссионным. Опираясь, главным образом, на данные о карбонатной седиментации в современных морях, большинство авторов (Wilson, 1975; Sanders, Friedman, 1967) предпочитает биогенное происхождение, если не всего, то большей части такого известкового ила. Однозначного ответа на вопрос о генезисе кальцита в скрытокристаллических (афанитовых) известняках силура Прибалтики нет и в нашей литературе. В работе автора с 1970 года изложены все три варианта: био-, биохемо- и хемогенный. П. Лапинскас рассматривает лудловские комковатые афанитовые известняки Литвы как биогенные (водорослевые) (Коркутис, Лапинскас, Лашков, 1972). Надо отметить, что тонко- и скрытокристаллические известняки силурийского возраста сильно перекристаллизованы. Встречающиеся в них крупнокристаллические кальцитовые прожилки, контракционные трещины на поверхностях напластования, раковистый излом и разрушение пород под ударом в остроуголоватые осколки — все это говорит о первоначальном коллоидном состоянии известкового ила. Определенного детрита и цельных скелетов (остракоды, водоросли) не больше 10% от всей породы. Палочковидные образования крупнокристаллического кальцита найденные внутри комков в райкюласком горизонте Эстонии и в лудлове Литвы, больше всего похожи на перекристаллизованные водорослевые ветки диаметром около 0,5 см и длиной до нескольких сантиметров. Такое явление явно говорит об активном участии биогенных процессов в формировании скрытокристаллических известняков. Более вероятно, что скрытокристаллический кальцит в этих породах является биохемогенным, причем рядом с организмами с кальцитовым скелетом, большую роль играли и кальцитвыделяющие бактерии. Об этом свидетельствует, в первую очередь, тонкокристаллическая структура, сохранившиеся небольшие размеры кристаллов и после вторичной перекристаллизации.

Кальцит химического происхождения встречается в силуре в основном в оолитах. Они встречаются только в виде редких прослоев в отмельной фации. Оолиты, в основном, малоразвитые с одной или двумя,

редко четырьмя кальцитовыми оболочками толщиной 0,02–0,03 мм, и диаметром 0,5–2,0 мм.

Роль обломочного кальцита в силурийских породах Прибалтики не велик. Пока нет данных о нахождении принесенного с материка известковых обломков. Основная часть обломочного материала формировалась в отмельной зоне шельфа и сложена из тонко- до скрытокристаллического кальцита с редким микродетритом. Иногда такой обломочный материал носит следы растворения и восстановления в виде каемок вокруг галек и песчинок. Пространство между песчинками и гальками обычно заполнено мелко- до крупнокристаллическим вторичным кальцитом. Содержание крупнокристаллического кальцитового цемента в обломочных известняках достигает по данным А. Аалоз иногда 40% (Аалоз, Юргенсон, 1977).

Вторичной перекристаллизацией охвачен также био- и хемотропный кальцит. Это выражается, главным образом, в укрупнении кристаллов. Как уже было установлено нами раньше (Юргенсон, 1970), крупность кристаллов кальцита, а также доломита, находится в обратной зависимости от содержания тонкозернистого терригенного материала. Перекристаллизация выражена тем ярче, чем менее содержит порода терригенной примеси. В хорошо перекристаллизованных чистых известняках возникает структура соприкосновения, в которой кристаллы контактируют друг с другом имея беспорядочную форму. Хорошо видно только ромбоэдрическая спайность и характерная для карбонатов шагреневая поверхность. Черты внутреннего строения органогенного детрита постепенно теряются. Это особенно хорошо замечается в некоторых криноидных известняках райккюлаского и яагарахуского горизонтов.

Хорошо выросшие кристаллы кальцита отмечаются главным образом в кальцитовых друзах, особенно связанных с телами биогермов. Преобладает ромбоэдрическая форма (1010), реже встречаются скаленоэдры, особенно в друзах яагарахуских биогермов. Кристаллы в друзах прозрачные, иногда молочно-белые. Во-вторичных прожилках и гнездах они часто ассоциируют с кристаллами пирита, галенита и сфалерита.

Рентгеноструктурный анализ силурийских известняков показал, что преобладающая часть кальцита имеет характерное межплоскостное расстояние $3,026\text{--}3,032_{\text{д}} \text{ (Å)}$. Отмечают тенденцию, по которой упорядоченность кристаллической структуры кальцита увеличивается в более чистых известняках и кальцитовых прожилках.

3.3. Содержание и распределение доломита и формы его накопления

Преобладающая часть минерала доломита в силуре Прибалтики встречается во вторично доломитизированных породах. Исследование состава пород, залегающих непосредственно под девонскими отложениями, а

также севернее нынешнего выхода последних в протяжении нескольких десятков километров показывает, что на большей части этой территории они сложены почти 100% доломитом. Только в крайне западных районах преобладает кальцит. Глубже по разрезу содержание доломита постепенно уменьшается. Мощность доломитовой толщи неодинаковая, колебаясь от нескольких метров до 100—120 м. Большая мощность отмечается в Центральной и Юго-Западной Эстонии, в Северо-Восточной и Южной Латвии, а также Юго-Восточной Литве. Некоторые из этих доломитов в Центральной Эстонии и Северной Латвии явно связаны с зонами тектонических нарушений и сопровождаются полиметаллическим оруденением. В таких доломитах иногда обнаружено избыточное содержание магния.

Для объяснения происхождения преобладающей части поверхностных доломитов существует несколько гипотез. Одни из них связывают источник магнии с девонскими отложениями (Юргенсон, 1970), другие (Вишняков, 1956; Кийпли, 1983) с водами девонского моря или лагуна. Так или иначе, эти доломиты, как и доломиты, связанные с тектоническими нарушениями, образовались в катагенезе, где уже выкристаллизованный кальцит замещался доломитом. Порода стала кавернозной, крупно- до среднекристаллической. Содержание минерала доломита обычно больше 80%. Контакт с подлежащими известняками и мергелями может быть сравнительно резким. Иногда встречаются в нижней части доломитовой толщи один или два прослоя доломитового известняка.

Доломиты, образовавшиеся в диагенезе за счет магния, попавшегося в осадок уже при седиментации, содержат минерала доломита около 50%. Такие доломиты распространяются в виде линз и прослоев на разных уровнях силурийского разреза. Диагенетическими можно считать и доломитовые кристаллы в глинах и граптолитовых аргиллитах. Кавернозность в диагенетических доломитах выражено слабо.

Кристаллы доломита в катагенетических породах более крупные идиоморфные или гипидиоморфные, иногда с зональным внутренним строением. Кристаллы диагенетических доломитов меньшего размера, главным образом идиоморфные.

Распространение первичных доломитов в силуре Прибалтики, как уже выше было отмечено, весьма ограниченное. Содержание минерала доломита варьирующее. В звриптеровых доломитах оно колеблется в пределах 50—90%, в породах "каармаского" типа — около 80%, в Оргитаских доломитах райккюлаского горизонта — 89—96%. Значительное содержание минерала отмечается в первичных доломитах в Литве, где примесь глинистого материала и кальцитового детрита меньше, чем в доломитах Эстонии, но встречается примесь гипса, ангидрита и барита (Коркутис, Лапинскас, Лашков, 1972).

Для первичных доломитов характерна микрослойчатость, где светлые, более карбонатные слойки чередуются более темными глинистыми

слоями (Эйнасто, 1970). Размеры кристаллов первичного доломита колеблются от 0,005 до 0,1 мм, в большинстве случаев они идиоморфные.

Рентгеноструктурный анализ силурийских доломитов показывает, что характерное межплоскостное расстояние d (Å) колеблется от 2,881 до 2,910, причем чаще всего отмечаются доломиты с d (Å) 2,891–2,900. По исследованиям К. Утсала (Вингисаар, Утсал, 1978) доломиты с межплоскостными расстояниями d (Å) меньше 2,889 принадлежат к первичным эвриптеровым доломитам, а также доломитам из зоны тектонических нарушений. По нашим данным имеют такое же межплоскостное расстояние и первичные доломиты в Литве, соответствующие по возрасту роотсикюласкому и паадласкому горизонтам (d (Å) 2,876–2,885). Межплоскостное расстояние во вторичных доломитах зависит от нескольких факторов: степени доломитизации, содержания глинистого компонента и содержания железа. Тонкие кристаллы в доломитовых известковых мергелях характеризованы большим межплоскостным расстоянием, чем крупнокристаллический доломит в кавернозных известковистых доломитах. Увеличения межплоскостного расстояния в доломитах может быть объяснено с одной стороны, с присутствием железа (анкерит) и с другой, эксцессом кальция. Поскольку по химическим анализам нет достаточного количества железа, предполагается второй вариант. К такому же выходу пришли и другие исследователи силурийских доломитов (Вингисаар, Утсал, 1972; Кийпли, 1983). По данным Ф. Липпманна (Lippmann, 1973) в таких доломитовых кристаллах часто наблюдается нерегулярное чередование магнезито-подобных и кальцито-подобных слоев с излишним остатком последних. При продолжении доломитизации могут ионы кальция быть вытеснены магнием и кристаллическая структура доломита приближается к идеальной.

3.4. Взаимосвязь между кальцием, магнием и окисным, закисным железом, марганцем и стронцием

Основная часть железа в силурийских карбонатных породах связана с аутигенными минералами: сульфидами (пирит, марказит), окисями (гематит, магнетит), гидроокислами (гидрогематит, гидрогетит), карбонатами (сидерит) и силикатами (глауконит). Распределение и содержание общего железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}}$), в том числе и аутигенного, закономерно подчиняется фациальному контролю.

Отложения более прибрежных фаций, чистые карбонатные породы редко содержат $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}}$ больше 2%, биогермовые и биоморфные известняки даже меньше 0,5% (табл. 3.4.1). По сравнению с другими прибрежными отложениями первичные доломиты содержат железо больше. По данным Т. Кийпли среднее содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}}$ в первичных доломитах роотсикюлаского горизонта 1,7%.

Таблица 3.4.1.

Средние содержания железа и марганца по фаціальным зонам силура, %

Фаціальные зоны, породы	Ca/Mg	н.о. % %	Fe ₂ O ₃ (в поро- де)	FeO (в поро- де)	Mn (в поро- де)
1. Прибрежно-пагунный доломит	1,4—1,6	10—20	1,0	2,0	0,06
2. Отмельная: биогермовый известняк	100	10	0,2	0,5	0,02
обломочно-детритовый известняк	9—25	0—25	0,4	0,8	0,03
3. Открыто-шельфовая: детритовый изв-як	7—9	0—40	0,8	1,5	0,04
афанитовый изв-як (красный) комковатый известняк	10—50	0—15	0,3	1,0	0,03
	8	20—40	4,6	2,0	0,18
4. Переходная: зеленые мерг. и глины	44—10	40—82	0,7	2,0	0,04
серые мерг., глины	10	40—75	0,9	2,2	0,04
красные мергели и глины	2—7	70—80	3,7	1,5	0,06
5. Глубоководная депрессионная: серые глины и грапт. аргиллиты	1,5—4	75—90	0,5	3,0	0,03

Таблица 3.4.2.

Средние содержания железа, марганца (%) и стронция (г/т) по горизонтам

	S ₁ jr	rk	ad	jn	ig	rt	S ₂ pd	kr	kg	oh
Fe ₂ O ₃ общ.	4,6	2,5	4,2	3,2	2,5	1,2	2,4	2,5	2,7	3,1
FeO	1,1	0,8	2,2	2,0	1,1	1,0	1,4	1,1	1,9	1,3
MnO	0,09	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,08	0,14
Sr	250	400	210	270	250	200	300	230	325	200

Сравнительно мало встречается железа и в афанитовых известняках — 0,9—1,8%, хотя они образовались иногда довольно далеко от берега.

В комковатых мелко- и микродетритовых известняках переходной фаціальной зоны содержание Fe₂O₃ общ. увеличивается до 3% (табл. 3.4.1), а в мергелях и глинах глубоководной зоны до 5%. Везде преобладает сульфидная форма железа, особенно в граптолитовых аргиллитах глубоководной зоны, где восстановительные условия особенно способствовали его образованию. В глубоководной фаціальной зоне установлен и сидерит в серых глинах соответствующих паадласкому и каугатумаскому горизонтам (около 10—15% в скв. Плунге). По устно-му сообщению П. Лапинскаса присутствует в верхнем силуре Литвы и шамозит (Fe(Al₂Si₂O₁₀)-nH₂O) в составе оолитов.

Повышенным содержанием железа отличаются красноцветные известняки и глины, где Fe_2O_3 общ. достигает до 7%. Представлено оно минералами окисного железа: гидрогематитом, гематитом, гидрогетитом (Юргенсон, 1976₂).

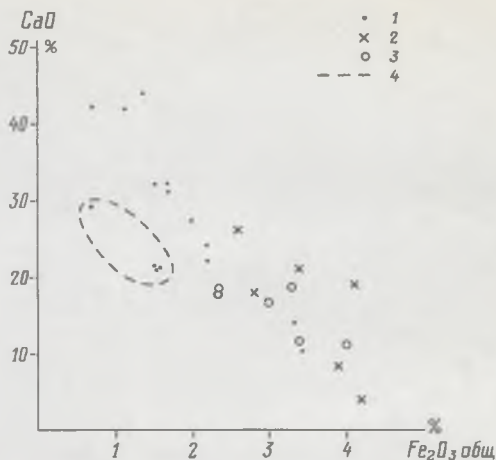
В зависимости от фациальных особенностей колеблется общее содержание железа и по разрезу (табл. 3.4.2). Максимальные содержания отмечаются в юруском, адавереском и охесаареском горизонтах. Несмотря на преобладание аутигенных минералов железа, его связь с терригенным материалом явная. Содержание Fe_2O_3 общ. в нерастворимом остатке может превышать содержание в породе до пяти раз (см. в гл. 5.2). Эта разница тем больше, чем меньше содержит порода нерастворимого остатка.

Рассматривая отдельно содержание окисного и закисного железа отмечается, что роль окисного железа (кроме красноцветных пород) небольшая. При растворении карбонатных пород большинство окисного железа растворяется. Увеличивается его значение лишь в выветрелых породах. Содержание закисного железа увеличивается в нерастворимом остатке (используя 3,5%-ного HCl растворение и окиснение пирита минимальные), хотя разница меньше, чем при окисного железа в породе и нерастворимом остатке. Содержание FeO по фациальному разрезу увеличивается с одной стороны в глубоководных мергелях и глинах, а с другой стороны, в первичных доломитах.

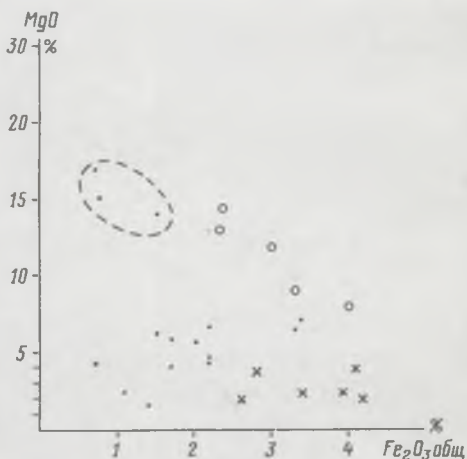
Исследование соотношения между Fe_2O_3 общ. и кальция показывает отрицательную корреляцию (рис. 3.4.4). С магнием связь более сложная. В породах, образовавшихся в нормально-морских условиях, существует положительная корреляция (рис. 3.4.5), так как оба элемента связаны в какой-то мере терригенными компонентами (Юргенсон, 1960). Во-вторичных доломитах связи усложняются, хотя увеличение содержания железа связано в некоторых случаях с магнием и при вторичной доломитизации (Кийпли, 1983): но пути привноса обоих элементов иные, чем при седиментации в бассейне. Прибавление общего железа в доломитах залегающих под девонским покровом не превышает 40% по сравнению с содержанием в недоломитизированных породах.

Соотношение окисного железа с магнием не отличается от соотношений общего железа с кальцием (рис. 3.4.6), но корреляционная связь выражено слабее во вторичных доломитах. Между закисным железом и магнием почти всегда существует положительная корреляция (рис. 3.4.7), кроме некоторых вторичных доломитов. В некоторых случаях катагенетическая доломитизация сопровождается изменением закисного железа в окисный. Это может случиться как за счет пирита, так и глаукогнита. Общее содержание железа в таких случаях не изменяется, как пример, можно привести превращение сероцветных и зеленоватых окайм-

3.4.4. Отношение между CaO и Fe_2O_3 общ. в силурийских отложениях. 1. Анализы из скв. Вайвере; 2. скв. Лалес; 3. скв. Рухну; 4. поле вторичных доломитов.

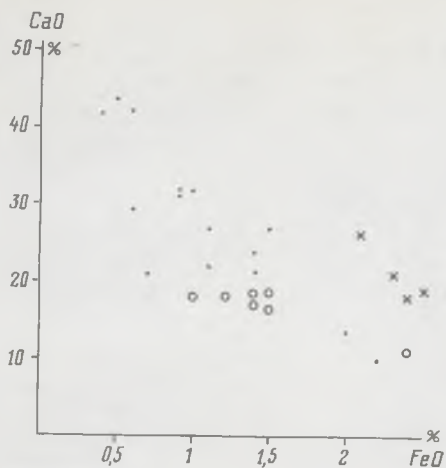


3.4.5. Отношение между MgO и Fe_2O_3 общ. в силурийских отложениях. Усл. обозн. см. рис. 3.4.4.

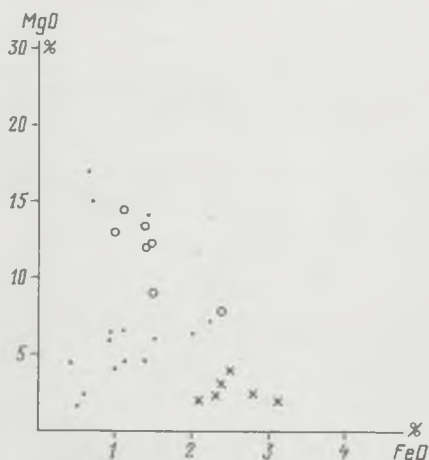


лений комковатых известняков райккюлаского горизонта в Средней Эстонии, в красноцветные и фиолетовые в доломитах.

Вторым элементом, являющимся непосредственно связанным с карбонатным компонентом, это марганец. Его считают элементом карбонатной ассоциации, сопутствующим вместе с железом. Как показал уже В. Кудимов (Kudymov, 1962) содержание MnO изменяется параллельно с содержанием FeO (табл. 3.4.1, 2). В бассейне осадконакопления марганец приносится в растворенном виде благодаря присутствия органи-



3.4.6. Отношение CaO и FeO в силурийских отложениях. Усл. обозн. см. рис. 3.4.4.



3.4.7. Отношение Mg и FeO в силурийских отложениях. Усл. обозн. см. рис. 3.4.4.

ческих кислот. Осаждение марганца происходит в условиях, в которых преобладающее значение приобретают морские щелочные воды. Основная часть марганца связана с минералами железа, в редких случаях он изоморфно входит в состав кальцита. Примером для последнего служит повышенное содержание марганца в кальците из кораллов райккюляского горизонта ($\text{MnO} - 0,2\%$).

Рассматривая распределение марганца по фациальному профилю (табл. 3.4.1) установлено, что максимальное его содержание связано с переходной зоной (комковатые известняки и зеленые мергели).

В отличие от закисного железа увеличение содержания марганца в первичных доломитах не так значительное. Концентрируется марганец в красноцветных известняках и глинах. Такое распределение марганца по фациальному профилю вполне соответствует схеме распределения, предложенной А. Роновым и А. Ермишкиной (1959), по которой в аридных условиях максимальное накопление марганца происходит не в карбонатной фации, а в глинистой.

Повышенное содержание марганца во вторичных доломитах происходит в согласии с повышением содержания железа.

Третий элемент, тесно связанный с карбонатной частью пород, является стронций. Его общее содержание в силурийских породах Прибалтики небольшое. Среднее содержание в г/т колеблется в пределах 100–400 г/т. Присутствует стронций в основном в адсорбированном виде. Лишь в единичных случаях, в самых верхних слоях силура (Колка) обнаружены аутигенные кристаллы целестина (по устному сообщению А. Клеесмент). Максимальное содержание Sr установлено в афанитовых известняках райккюлаского горизонта (иклаская и стайцелеская пачки) южнее Пярну, где по данным Т. Кийпли (1983) оно достигает до 990 г/т, три раза превышая среднее содержание.

Sr положительно коррелируется с кальцием, а отрицательно с магнием. Во вторичных доломитах содержание стронция пониженная. Стронций является одним из более подвижных элементов в седиментационном процессе. После осаждения он в карбонатных породах обычно перераспределяется. Исключением является упомянутая толща афанитовых известняков, где Sr сохранился диагенетическим процессом, состоящим в закрытой системе (Кийпли, 1984).

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

4.1. Содержание терригенного материала и его гранулометрический состав

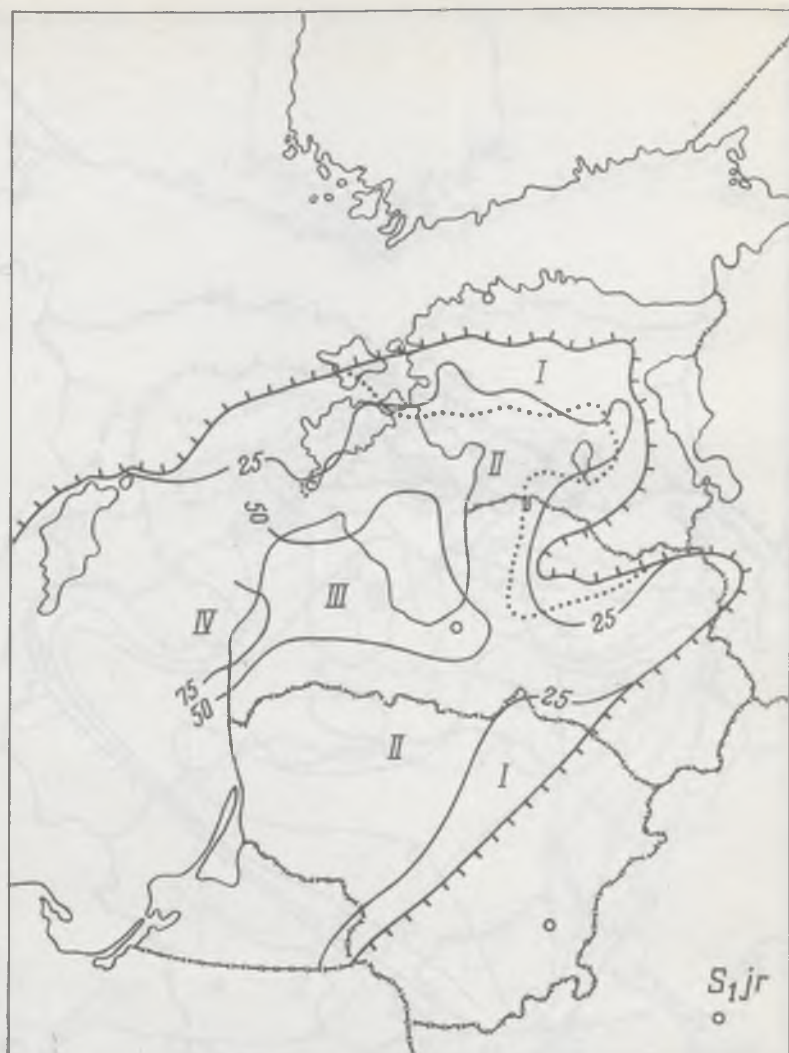
Распределение терригенного материала и особенности его состава имеют большое значение не только для характеристики различных типов терригенных пород, но и для выяснения условий осадконакопления и общей палеогеографической обстановки карбонатных отложений. Систематическое исследование терригенного материала силурийских отложений Прибалтики началось с шестидесятых годов. Первые результаты этих исследований были опубликованы автором в 1970 г. и 1977 г. (Юргенсон, 1970, 1977), где были затронуты вопросы распределения и состава терригенного материала.

Методика выделения и исследования терригенного материала карбонатных пород была автором изложена в печати в 1976 г. (Юргенсон,

1976₁), поэтому остановимся здесь только на ее основных моментах. Растворение карбонатных пород для выделения терригенного материала проводилось в 3,5%-ном растворе HCl, хотя сохранность фосфатных минералов в таком случае не всегда обеспечена. Для ускорения процедуры растворения, исходный вес пробы в большинстве случаев колеблется в пределах 30–50 г. После растворения проводится гранулометрический анализ с выделением фракции 0,1–0,25 мм; 0,05–0,1 мм; 0,01–0,05 мм; 0,002–0,01 мм и меньше 0,002 мм ($<2\mu$). Из них все фракции, кроме 0,002–0,01 мм подвергались минералогическому анализу. Преобладающая часть терригенного материала силурийских отложений представлена мелким алевритом и глиной. Псаммитовой фракции встречается редко и сложена она, в основном, пиритом или кремнеземом.

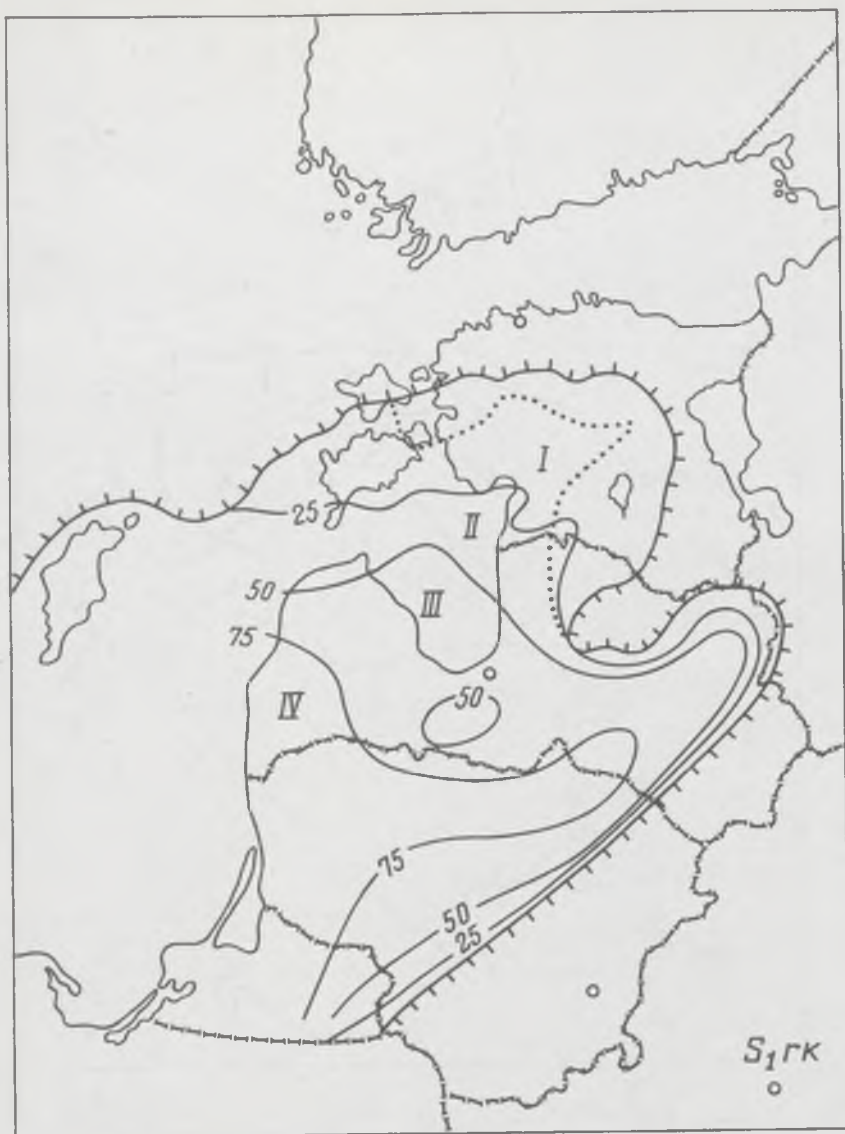
Содержание терригенного материала было определено из всех типов пород, причем для вычисления среднего состава для горизонтов и литокомплексов в разрезах был учтен как содержание терригенного материала, так и мощность отдельных типов пород.

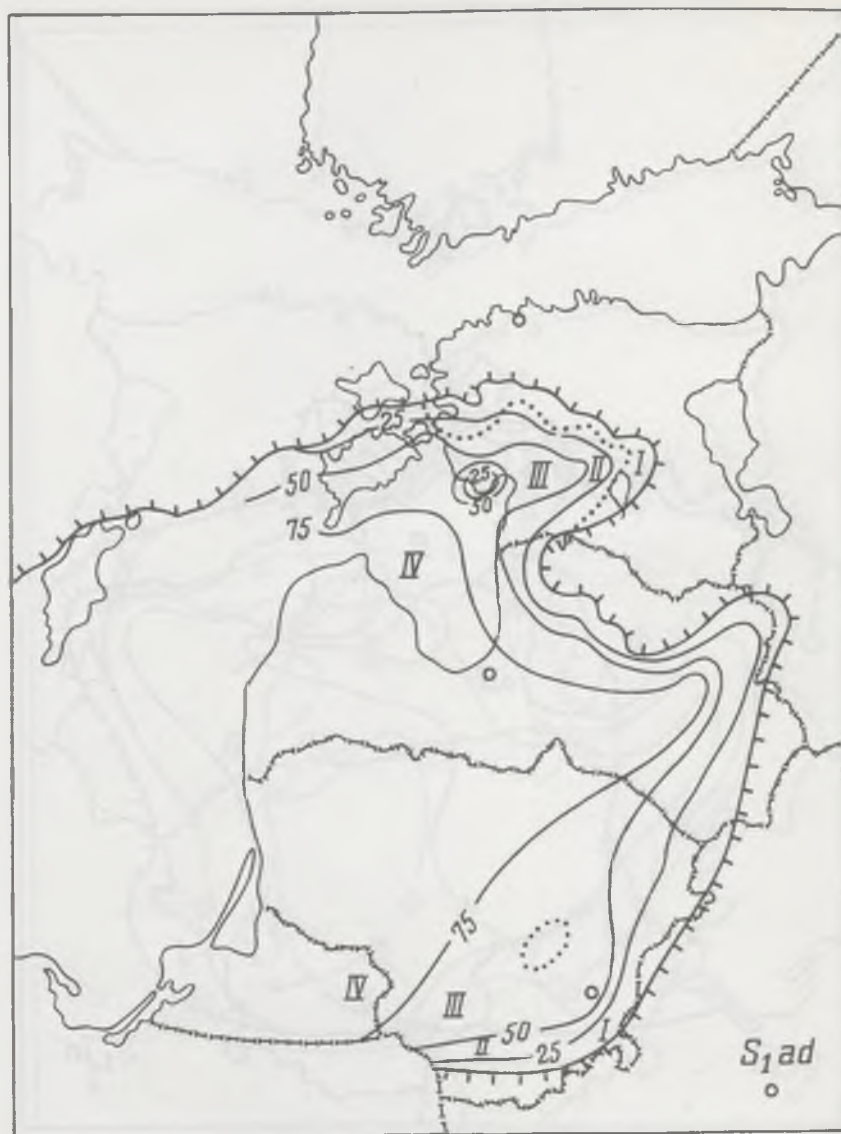
Распределение терригенного материала в силурийских отложениях Прибалтики определяется, в первой очереди, двумя факторами: интенсивностью привноса и интенсивностью накопления карбонатов. В результате последующей денудации не сохранились прибрежные крупнозернистые терригенные отложения. Сильные течения приносили более грубозернистого материала дальше от берега, лишь в ограниченных районах, в которых он осаждался вместе с обломочным карбонатным материалом. Поэтому, в сохранившемся разрезе бассейна хорошо проявляется закономерное увеличение содержания тонкозернистого терригенного материала в сторону отложений центральной, более глубоководной части, т.е. в обратную сторону с тем, что можно было констатировать при описании карбонатонакопления. Основываясь на применяемой нами классификации пород, можно выделить пять основных зон в распределении терригенного материала (Юргенсон, 1981) (рис. 4.1.1). Отложения в первой зоне содержат в среднем терригенного материала меньше 25%. Основная часть его концентрирована в прослоях мергеля (мощность не больше 1–2 см) и глин (< 5 см), остальная часть распределена более и менее равномерно в карбонатных породах, где его содержание обычно меньше 12–15%. Более мощные линзы мергеля в этой зоне связаны с некоторыми биоконструктивными образованиями. Отложения второй зоны содержат терригенного материала от 25 до 50%. Накапливается терригенный материал в основном в виде прослоев мергеля (мощность чаще всего 3–5 см) среди комковатых известняков, а также в виде отдельных слоев и пачек. В третьей зоне содержание терригенного материала колеблется в пределах 50–75%. Имеется дело с мергелями с прослоями глин. Карбонатный материал встречается преимущественно в виде комков, линз и прослоев. Четвертая и пятая зоны расположены уже почти полностью за пределами области карбонатообразования; в более глубоковод-



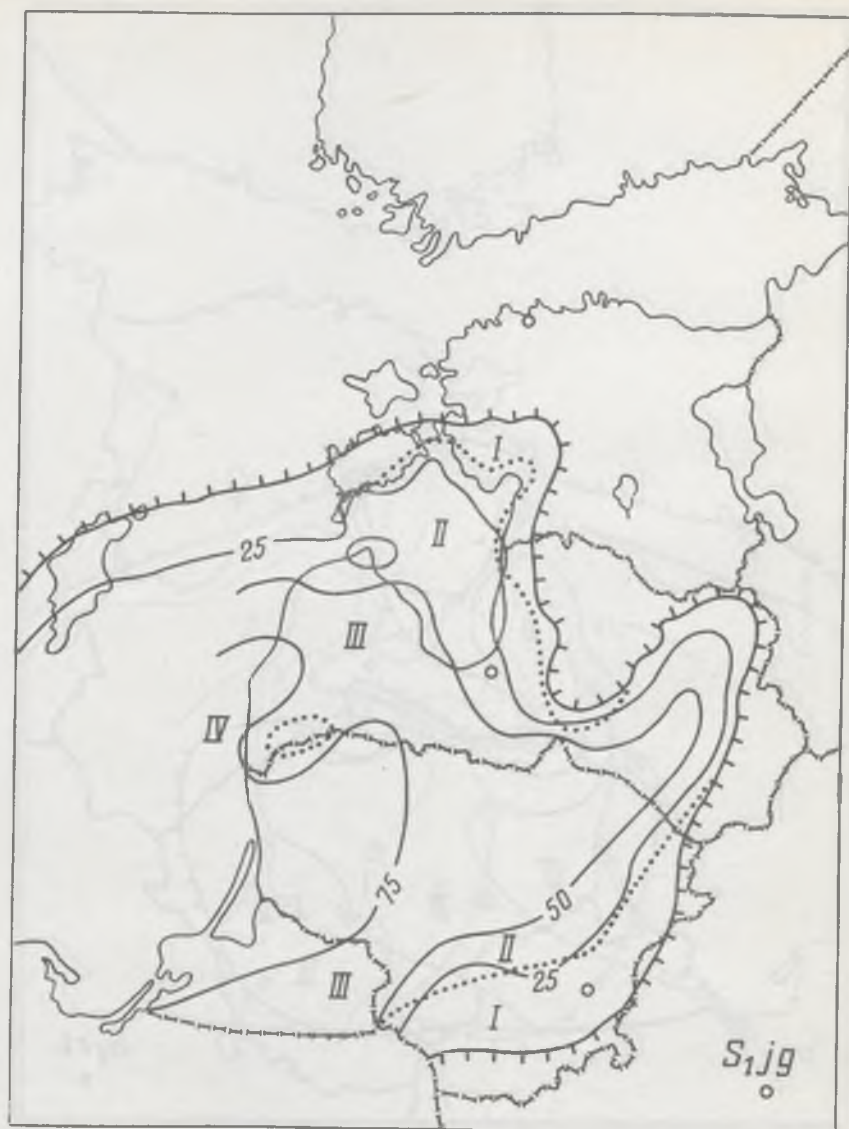
— 50 1 2

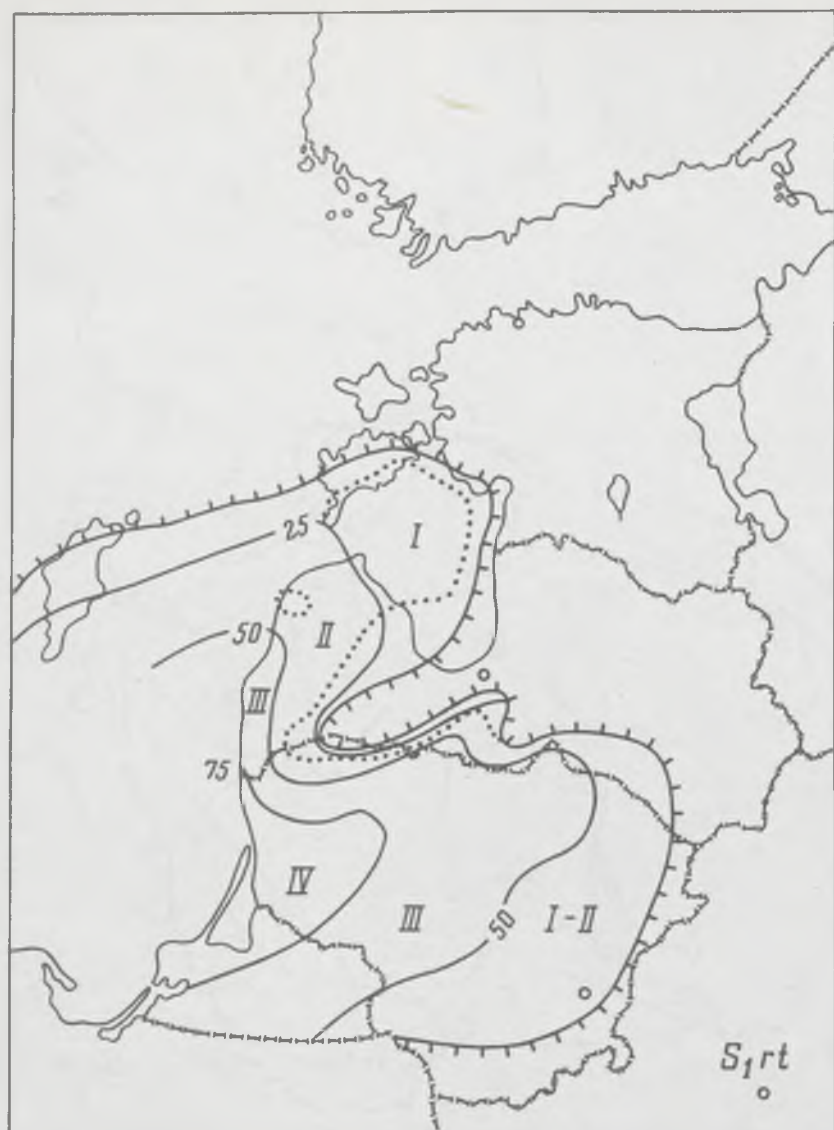
4.1.1. Распределение терригенного материала в силурийских отложениях Прибалтики (по средним содержаниям в горизонтах). 1. изолинии содержания терригенного материала, 2. граница распространения повышенных содержаний (25% и более) алевритовой фракции. Римскими цифрами отмечены зоны распределения терригенного материала (I зона — содержание т.м. ниже 25%; II зона — 25–50%; III зона — 50–75%; IV зона — более 75%).

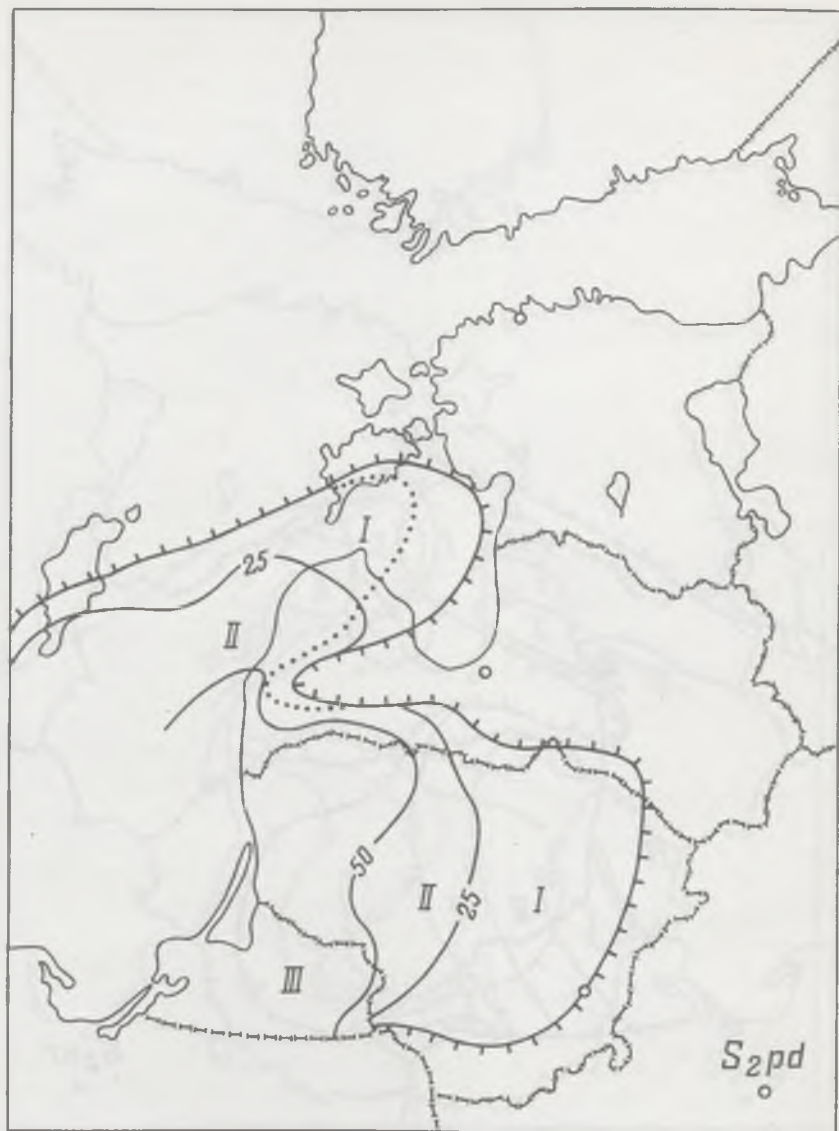


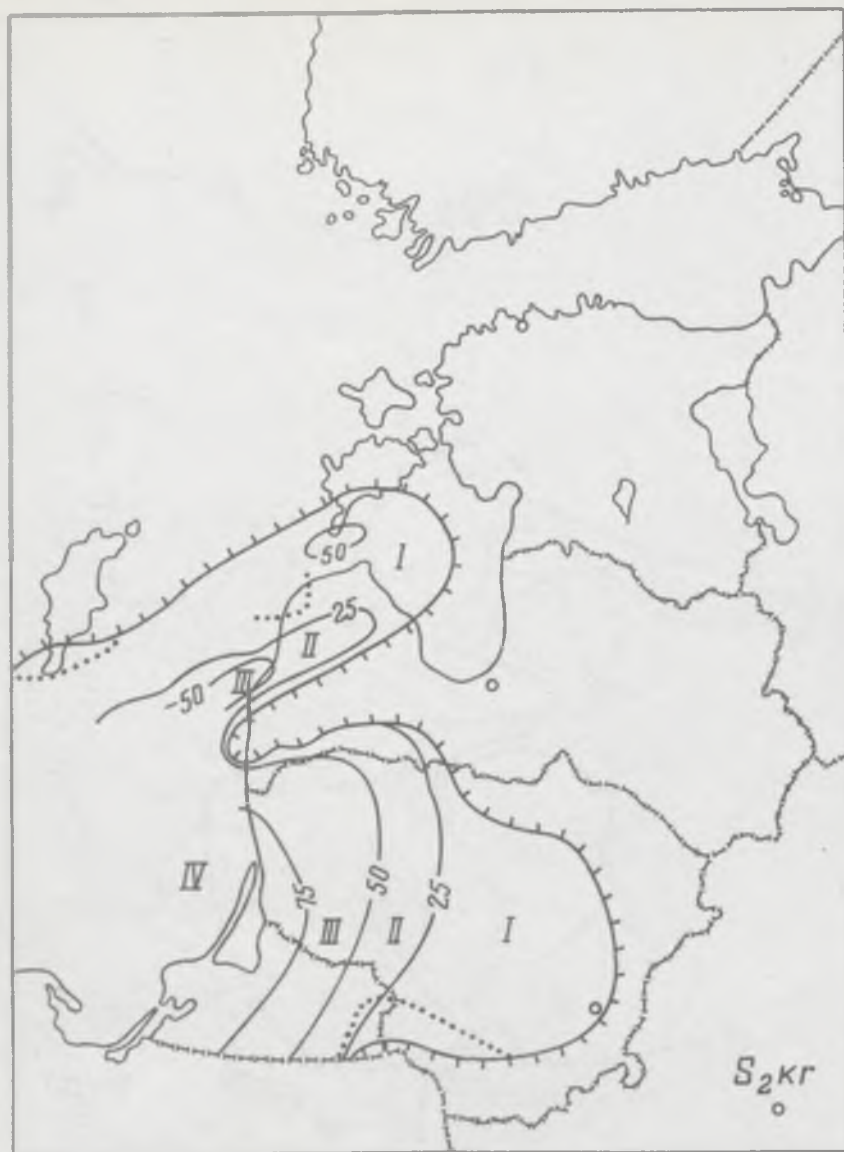


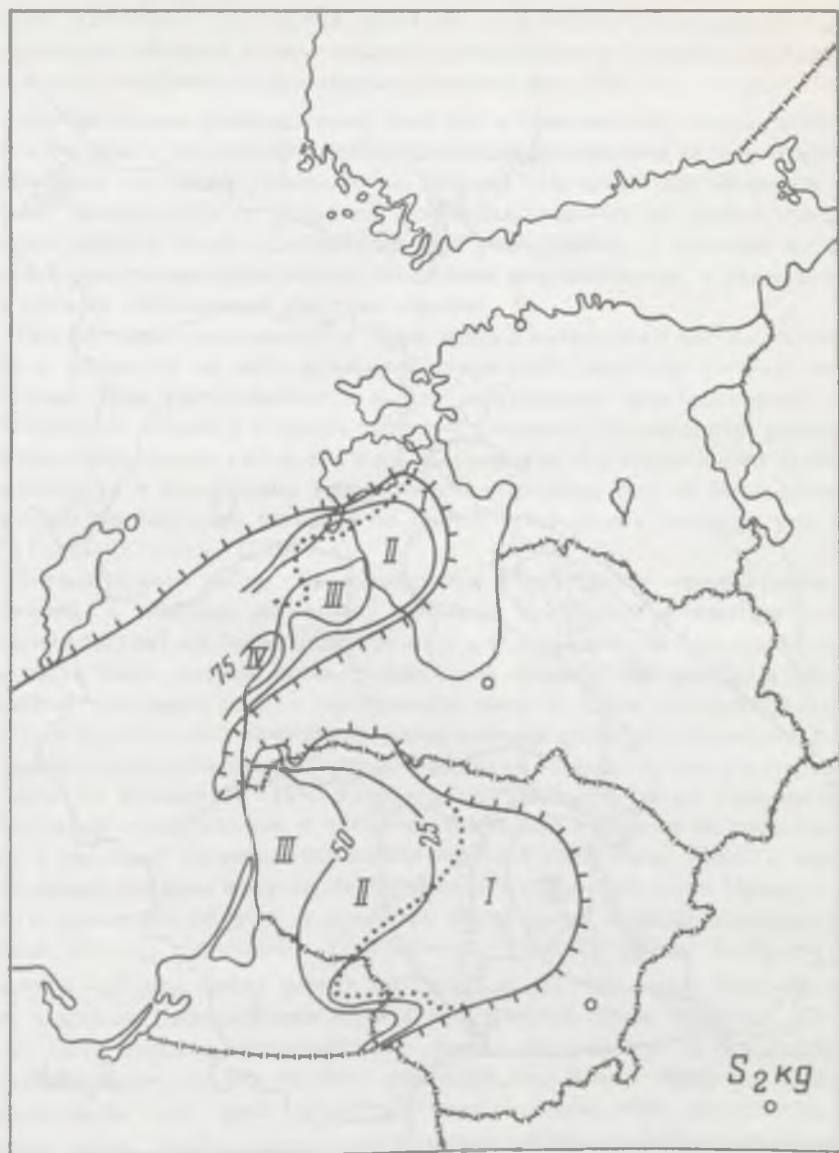


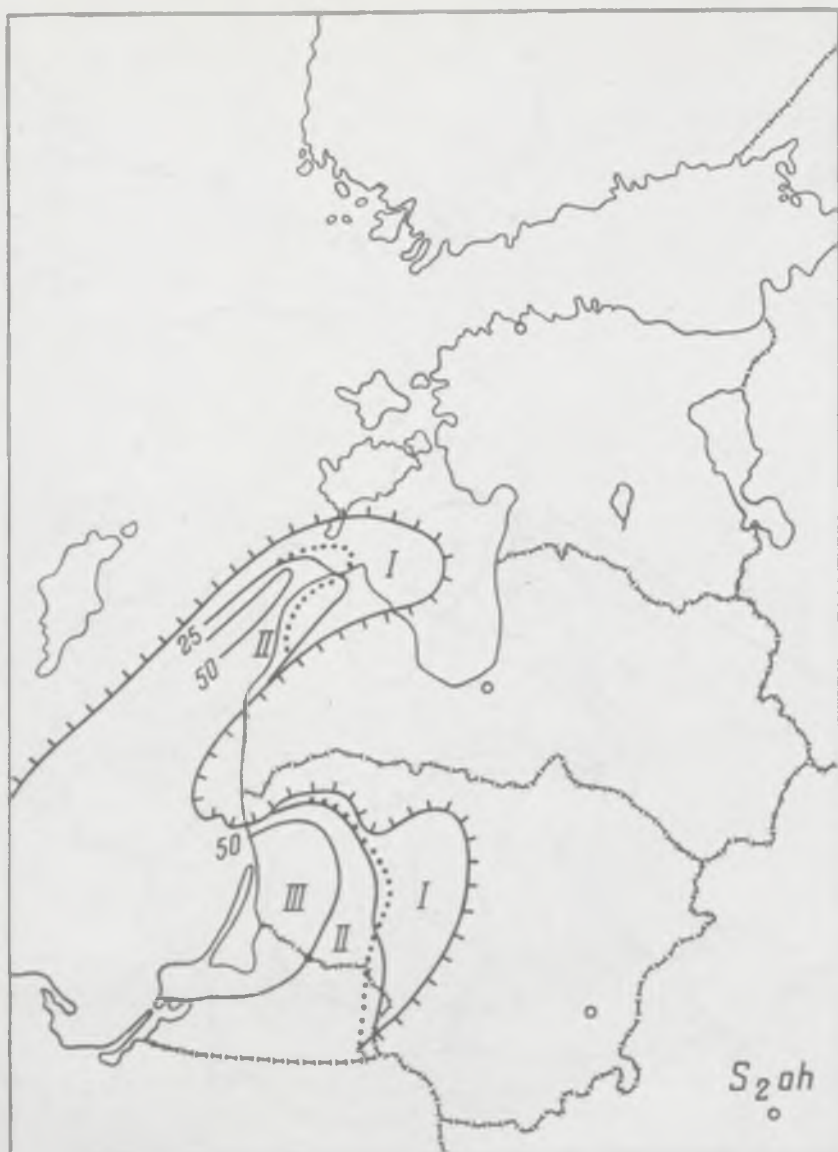












водных удаленных от берега участках накапливается тонкозернистый терригенный материал в виде мощных пачек мергеля, глины и граптолитовых илов, карбонатность которых не превышает 25%.

Конфигурация распределения этих зон в течение всего силура меняется и в связи с сокращением площади осадконакопления на территории Прибалтики их число уменьшается. Ширина отдельных зон является в прямой зависимости от развития морского бассейна: во время трансгрессии ширина более прибрежных зон уменьшается, а значение богатых с терригенным материалом отложений увеличивается, в регрессивных стадиях наблюдается обратная картина.

Рассматривая распределение терригенного материала в вертикальном разрезе обращает на себя внимание циклический характер процесса накопления. Как уже отмечалось выше, чередование трансгрессивных и регрессивных стадий в истории развития бассейна обуславливает ритмы в осадконакоплении как в его карбонатной, так и в терригенной части. Цикличность в накоплении терригенного материала силура была более подробно рассмотрено автором на примере эстонских разрезов уже в 1970 году (Юргенсон, 1970).

Элементарный ритм, образовавшийся в результате колебательных движений, а местами возможно сезонных колебаний климатических условий, состоит из более терригенного и более карбонатного слоев. Мощность таких ритмов остается обычно в пределах сантиметра и фиксированы они чаще всего в прибрежной зоне. В более глубоководных участках бассейна они заменились чередованием слоев разнозернистого терригенного материала. Разница в содержании терригенного материала здесь не больше 10–15%. Разрез более крупного ритма начинается глинистыми известняками с прослоями мергеля и кончается известняками с редкими тонкими прослоями мергеля или глины. Редко сохранены самые верхние богатые терригенным материалом слои. Мощность такого цикла колеблется в пределах нескольких метров, а иногда и больше. Разница содержания терригенного материала между начальной и конечной частями цикла может достигать до 30–40% имея ввиду прослой мергеля. Распространенность таких циклов более широкая. Они могут быть хорошо зафиксированы везде, где еще состоялось карбонатообразование, но по полноте развития они могут быть разными. Образовалась лишь либо трансгрессивная нижняя, либо регрессивная верхняя часть. Циклы такого типа присоединяются уже в более крупные (мезо- или макро-) циклы, соответствующие по своему объему горизонту или ярусу.

Рассматривая разрез силура Прибалтики в целом, можно отметить три крупных максимумов в накоплении терригенного материала, залегающих в нижней части вышеупомянутых крупных циклов. Первый из них связан с ниже-лландоверийской трансгрессией. Среднее содер-

жание терригенного материала в большинстве разрезов не превышает 50%. Второй максимум накопления терригенного материала состоит в пределах верхнего ладновери, нижнего венлока, где среднее содержание его в отложениях достигает 75–90%, являясь таким образом самым крупным максимумом в силуре Прибалтики. Третий максимум связан с отложениями паадлаского или курессаареского горизонтов. Среднее содержание терригенного материала остается в пределах 40–60%. В разрезах Латвии и Литвы, где сохранились самые верхние слои силурийского возраста, можно отметить еще один максимум в содержании терригенного материала достигающий 80–90%, связанный с окончанием карбонатакопления в силуре.

Гранулометрический состав терригенного материала, как уже выше отмечено, является в силурийских отложениях Прибалтики довольно однообразным. В большинстве случаев преобладает пелитовая фракция. Исследование встречаемости отдельных фракции показывает, что существует три основных типа гранулометрического спектра (Юргенсон, 1970). Чаще всего (80% от исследованных проб) отмечается терригенный материал, в котором преобладают фракции диаметром 0,01–0,002 мм и <0,002 мм. Меньше встречается (10%) терригенного материала, где в спектре появляются два максимума – у фракции 0,01–0,05 мм и фр. <0,002 мм. Еще меньше распространен терригенный материал с максимумом в мелкоалевритовой (0,01–0,05 мм) или крупнопелитовой (0,002–0,01 мм) фракциях. Преобладание терригенного материала с таким пелитовым составом явно говорит об относительно спокойных условиях седиментации. Более интенсивные движения воды обусловили гранулометрический состав с одним или двумя максимумами в пределах крупноалевритовой или мелкосаммитовой фракций. Такие спектры установлены в терригенном материале верхних слоев силура особенно из краевых районов бассейна, где содержание пелитовой фракции меньше 20% (Jürgenson, 1982).

Распределение терригенного материала в бассейне по гранулометрическому составу в общих чертах прослеживает зональность распределения терригенного материала. Более крупнозернистый материал распространен в прибрежных районах в отложениях со сравнительно небольшим содержанием терригенного материала. Зона с содержанием алеврита больше 25% часто остается в пределах первой зоны распределения терригенного материала (рис. 4.1.1). Прослеживая эту алевритовую зону в пространстве, можно выявить некоторые закономерности в ее распределении. Районы более интенсивного накопления алеврита отмечаются в северной части бассейна (в районе Хаапсалу и Пандивереской возвышенности) особенно в первой половине силура. Начиная с ягарахуского времени отмечается больше алевритового материала и на юге. Можно предполагать, что расширение алевритовой зоны происходит именно в районах крупных путей привноса терригенного материала. С общим

сокращением бассейна эти районы в некоторой степени передвигаются, но основные направления сохраняются.

В гранулометрическом составе терригенного материала отмечается какое-то ритмическое колебание как и в содержании терригенного материала, но оно выражено не во всех разрезах одинаковой интенсивностью и его макроскопическое установление затруднено. Элементарный гранулометрический ритм измеряется миллиметрами. Такое чередование тонких прослоек алевроитового и пелитового материала обнаружено в граптолитовых аргиллитах райккюлаского времени и в алевроитистых мергелях отмельной зоны того-же возраста (алевроитистые мергели обнажения Пака).

Алевроитовый материал может накопиться более интенсивно как в трансгрессивной, так и в регрессивной части цикла. В начале ритма обычно сортированность материала плохая, содержание алевроита 20–30% от всего терригенного компонента. Алевроитовые зерна распространяются как в мергельной, так и в карбонатной части отложений. Дальше, в ходе седиментации, содержание алевроита обычно уменьшается (10–20%), только порою увеличиваясь в некоторых прослоях мергеля. В регрессивной стадии цикла содержание алевроита снова повышается. Характерной является хорошая сортировка материала и его концентрация часто в карбонатных отложениях.

Во всем разрезе силура Прибалтики можно отметить три основных периода с максимальным накоплением псаммито-алевроитового материала: первый был кратковременным, непосредственно над нижней границей силура накопились в северной части бассейна мергели, в которых содержание алевроита в среднем около 40% (Эймаа); второй период охватывает яагарахуское и рэотсикюлаское времена, содержание алевроита на северо-востоке бассейна достигает в глинистых известняках до 50% (Хяэдемеэсте, Икла), на юго-востоке до 30% (Вильнюс); третий период начинается с пржидоли и достигает свой максимум в охесаареское время, где на севере образовались карбонатные алевролиты с содержанием псаммито-алевроитового материала до 90% (Каави).

4.2. Минеральный состав псаммито-алевроитовой фракции

Как уже отмечалось выше, является терригенный материал в силурийских отложениях очень тонкозернистым. В анализированной нами алевроитовой фракции преобладают зерна диаметром 0,03–0,06 мм, а часто встречаются пробы, где основная часть зерен имеет диаметр 0,02–0,05 мм. Ввиду того оказалось разделение такого материала в тяжелых жидкостях на легкую и тяжелую фракции невозможным. Легкие и тяжелые минералы пришлось определить под микроскопом вместе, а процентное содержание вычислить потом из их общей суммы (Юргенсон, 1970).

Минералогическая диагностика таких мелких зерен затруднена. Многие параметры, как форма, окатанность, а иногда и цвет и содержание включений являются неопределимыми и не имеют полноценного значения при характеристике анализируемого материала. Только при массовом анализе проб можно выявить те характерные черты, имеющие значение при палеогеографических реконструкциях и при стратиграфическом расчленении.

Легкие минералы составляют обычно 98–99% из алевритовой фракции. Более распространенным среди них является кварц. Зерна кварца имеют неправильную форму и разную степень окатанности. Зерна диаметром больше 0,1 мм всегда хорошо окатаны. Поверхность зерен часто заштрихована, особенно у более крупных зерен. Встречаются следы разедания и хлоритизации, особенно в отложениях регрессивных стадий. На некоторых уровнях разреза встречаются зерна с удлинённой бипирамидальной формой. Почти во всех кварцевых зернах присутствуют включения, в большинстве случаев мелкие пузырьки газа и жидкости. Из минеральных включений встречаются турмалин, апатит, рутил, циркон. Зерна кварца бесцветные, прозрачные. Под скрещенными николями у многих зерен отмечаются облачное погасание и мелкие трещины. Иногда найдены зерна с регенерационными каемками аутигенного кварца. Содержание кварца колеблется в очень больших пределах, составляя иногда всю легкую фракцию (до 100%).

Среди полевых шпатов преобладает ортоклаз. В более свежем материале (трансгрессивные отложения нижнего и верхнего лландовери и лудлова) встречаются до 10% плагиоклазов и микроклина. Из аутигенных полевых шпатов отмечается альбит в виде мелких (диам. 0,02–0,03 мм) кристаллов в регрессивных отложениях райккюлаского горизонта. Форма зерен терригенных полевых шпатов в основном табличатая, обычно окатанная. Встречаются ромбоздры по спайности, особенно у более мелких зерен. Поверхность зерна часто загрязненная, мутная, со следами растворения, особенно внутри зерен. Встречается хлоритизация и регенерационные каемки.

Содержание полевых шпатов зависит, в основном, от размерности материала, его выветрелости и длительности транспорта. Содержание полевых шпатов относительно больше в мелкоалевритовой фракции, чем в крупноалевритовой. Оно уменьшается с увеличением выветрелости материала и длительности транспорта. Максимальное содержание полевых шпатов в силурийском разрезе Прибалтики было установлено в отложениях райккюлаского горизонта (среднее содержание до 62% в северной части бассейна и 32% в южной части). Менее значительные максимумы в накоплении отмечаются еще в яагарахуское-роотсикюлаское (48%) и охесаареское (41%) времена. В остальной части отложений колеблется содержание в пределах 15–25%.

Из слюдов описан среди легких минералов мусковит. Чешуйки

мусковита тонкие, прозрачные, бесцветные, иногда с включениями рутила. Большинство зерен хорошо округлено и имеют изометрическую по плану форму. Количество мусковита в легкой фракции, как правило, остается ниже 1% и в его содержании не отмечено особых концентраций.

Минерал х л о р и т может быть по своему генезису двояким: аллотигенным и аутигенным, причем определение его генезиса часто трудно. Обычно листочки хлорита мелкие (диам. 0,02—0,03 мм), бледно-зеленые, изометрические. Аутигенный хлорит в большинстве случаев образуется за счет биотита. По сравнению с мусковитом хлорит менее распространен, его содержание колеблется от 0,1 до 0,5%.

Из аутигенных слюдистых минералов встречается и г л а у к о н и т, хотя окатанность и выветрелость некоторых зерен говорит о длительном перемещении в пределах седиментационного бассейна. Появление глауконита больше всего связано с трансгрессивными отложениями (Юргенсон, Тийрмаа, 1972). Форма зерен преимущественно удлинено-овальная, реже округлая или угловатая. Цвет варьирует от желтовато-бледно-зеленого до темно-зеленого. Содержание глауконита в большинстве случаев ниже 0,3% в легкой фракции.

Особое место в легкой фракции силурийских отложений занимают аутигенные м и н е р а л ы к р е м н е з е м а. Аутигенный кремнезем имеет довольно большое значение в осадкообразовании исследуемого бассейна и вопросы, связанные с его генезисом и распространением будут более подробно рассмотрены в следующей главе. Из минеральных форм аутигенного кремнезема встречаются халцедон, кварц и опал. Форма зерен халцедона разная, неправильная, часто угловатая. Встречаются осколки от более крупных конкреционных образований. Показатель преломления всегда ниже кварца. Под скрещенными николями видно радиально-лучистое строение зерен. Аутигенный кварц может присутствовать единичными более крупными кристаллами или тонкоагрегатными зернами (крупно- и микрористаллические) округлой формой. Последние широко распространены в более глубоководных отложениях (Юргенсон, 1974).

Опал имеет весьма ограниченное распространение. Форма его округлая, шариковидная. Под скрещенными николями является изотронным.

Общее содержание аутигенных минералов кремнезема колеблется в очень широких пределах, достигая до 90% от легкой фракции в отложениях райккюлаского и адавереского горизонтов. В большинстве случаев колеблется среднее содержание по литокомплексам в пределах 1—5%.

Тяжелые минералы присутствуют в терригенном материале лишь в небольшом количестве, составляя в алевритовой фракции 1—2%, чаще всего меньше 1%. Максимальное содержание тяжелых минералов, а также максимальное число видов, связано с трансгрессивными отложениями. Начиная с каугатумаского, а местами и паадлаского горизонта, значение тяжелых минералов увеличивается постоянно, вверх по разрезу.

Из тяжелых минералов более распространенными являются 4—5 видов — циркон, гранат, турмалин, рутил, биотит, все остальные встречаются эпизодически или совсем случайно.

Минерал **циркон** является бесцветным, прозрачным, реже буроватым, преимущественно хорошо окатанным. Основная часть зерен имеет диаметр от 0,03 до 0,05 мм. Только в метабентонитовых прослоях и поблизости их, найдены идиоморфные бипирамидальные кристаллы. Нередки зерна с зональным внутренним строением.

Содержание циркона в тяжелой фракции составляет 20—50%. Максимальные его содержания связаны с некоторыми зрелыми регрессивными отложениями, а также отложениями, залегающими непосредственно под поверхностями перерыва (до 100%) и в вмещающими метабентонитовых прослоев отложениях.

Второе место среди тяжелых минералов по распространенности занимает **гранат**. Зерна его обычно окатанные, округлые, реже встречаются ступенчатые зерна со следами растворения (в регрессивных отложениях райккюлаского и роотсикюлаского горизонтов). По размеру зерна граната обычно больше чем остальные прозрачные тяжелые минералы (0,04—0,07 мм). Преобладающая часть граната бесцветная, реже встречаются коричневатые и желтоватые разновидности.

Содержание граната в тяжелой фракции большей части силурийских отложений остается в пределах 10—30%. Резкое повышение его содержания наблюдается на нижней границе адавереского горизонта. В отложениях адавереского горизонта достигается содержание в краевых районах бассейна до 45—70%. Повышенное содержание граната отмечается и в вышезалегающих отложениях до лудлова, особенно в некоторых северо-западных разрезах (Вики, Охесааре, Вентспилс).

Сравнительно широкое распространение в силурийских отложениях имеет **турмалин**. Форма зерен удлинённая, призматическая, реже округлая. Преобладающий диаметр зерен (по длинной оси) 0,03—0,07 мм. Иногда встречаются очень мелкие (диам. 0,02—0,04 мм) идиоморфные кристаллы, которые могут быть и аутигенного происхождения. Цвет турмалина зеленоватый с плеохроизмом в зеленых или коричневых тонах. Редко встречаются бесцветные и синеватые разновидности. Последние найдены в некоторых северо-западных разрезах (Охесааре).

Содержание турмалина в тяжелой фракции колеблется от 3 до 10%. Максимальные содержания установлены в райккюласких отложениях, особенно в северной части бассейна (Соомевере, Муху) до 25—35%.

Из титанистых минералов чаще всего встречается **рутил**. Длина зерен рутила редко превышает 0,05 мм, форма удлинённая до игольчатой, цвет желтоватый или красноватый. Минерал **брукит** имеет по сравнению с рутилом более крупные зерна. Форма пирамидальная, призматическая, характерные высокий рельеф и сильная дисперсия оптических осей. Цвет от коричневатого до желтоватого.

Более редкими среди титанистых минералов являются анатаз и титанит. Зерна анатаза имеют табличатую форму, иногда октаэдрические. Цвет бледно-желтый с алмазным блеском. Форма зерен титанита удлиненная, цвет желтовато-бурая. Характерными для этого минерала являются высокие показатели преломления и сильное двупреломление.

Довольно часто среди титанистых минералов присутствует лейкоксен, особенно в более зрелых отложениях, образовавшийся, по всей вероятности, за счет ильменита, и титанита. Зерна лейкоксена кругловатые или удлиненные, в отраженном свете белые или желтовато-белые.

Общее содержание титанистых минералов в тяжелой фракции составляет не больше 20%. Более интенсивное накопление титанистых минералов отмечалось в юруском и райккюласком горизонтах, где в верхних слоях райккюлаского горизонта определено в тяжелой фракции 33% титанистых минералов.

Минерал барит может быть по происхождению двойным. В большинстве случаев он является аллотигенным. Встречаются слегка окатанные прозрачные бесцветные зерна в виде пластинок, иногда с трещиноватостью. Содержание барита обычно остается в пределах 1–2%.

Сравнительно широкое распространение среди тяжелых минералов имеет корунд, особенно в отложениях яагарахуского и роотсикюлаского горизонтов. Зерна корунда угловатые и по сравнению с остальными тяжелыми минералами более крупные (диам. 0,04–0,1 мм). Зерна обычно бесцветные, иногда синеватые или фиолетовые. Отмечаются зерна с раковистым изломом.

Содержание корунда колеблется от 0 до 5%, но в отложениях яагарахуского горизонта оно увеличивается, достигая в тяжелой фракции терригенного материала роотсикюлаского горизонта 97% (Охесааре). В лудлове сохраняется повышенное содержание только местами (Охесааре, Талсы), а в преимущественной части разрезов остается ниже 1–2%. Новое повышение состоит в конце силура (Колка до 9%).

Из амфиболов и пироксенов чаще встречаются последние и они представлены главным образом авгитом. Зерна его преимущественно хорошо окатаны, имея плеохроизм в зеленых тонах. Из моноклинных пироксенов встречаются диопсид (в самых верхних слоях силура). Из ромбических пироксенов найдены единичные зерна энстатита и гиперстена. Диопсид и энстатит обычно имеют неправильную форму. Диопсид бледно-зеленый, энстатит бесцветный. Зерна гиперстена удлиненные, бледно-желтоватого цвета со слабым плеохроизмом.

Из амфиболов присутствует в основном роговая обманка. Зерна его имеют удлиненную зубчатую форму. Цвет зеленый или темно-зеленый.

Содержание амфиболов и пироксенов обычно не превышает 1–2%.

Их распределение связано больше с прибрежными отложениями, особенно в стадиях трансгрессии, где его содержание может достигать 5—10%.

Присутствие **э п и д о т а** в терригенном материале силура случайное. Форма зерен округлая, цвет зеленоватый со слабым плеохроизмом. Под скрещенными николями видна интерференционная окраска высокого порядка. Содержание его остается в долях процента.

Одним из редковстречающихся минералов является **с и л л и м а н и т**. Обнаружен он пока только в верхних слоях силура. Встречаются мелкие призматические или пластинчатые зерна.

Весьма случайный характер в анализируемом терригенном материале имеют **а п а т и т** и **м о н а ц и т** ввиду их полного или частичного растворения при выделении нерастворимого остатка. Апатит имеет обычно призматическую форму. Зерна мелкие (0,02—0,04 мм), бесцветные. В некоторых случаях он, по-видимому, имеет аутигенную природу. Монацит растворяется сравнительно хуже в HCl, чем апатит, но встречается он в исследуемом материале еще реже, в основном, в виде красноватых, хорошо окатанных зерен.

Большее значение имеют минералы **д и с т е н** и **с т а в р о л и т**, накопившиеся, как правило, в нижней трансгрессивной части крупных седиментационных циклов. Зерна дистена табличатые, почти бесцветные или слабо-синеватые. Содержание его от 0 до 1%, но в трансгрессивных отложениях паадлаского горизонта достигает в северной части бассейна до 4%.

Ставролит встречается в виде призматических, слегка окатанных зерен. Цвет от темно-буроватого до желтоватого, отмечаются плеохроизм. Содержится в таком-же количестве как дистен.

Более значительное содержание в тяжелой фракции имеет **б и о т и т**. Встречаются как коричневатые, так и зеленоватые разновидности. Коричневатый биотит встречается особенно поблизости метабентонитовых слоев и в некоторых трансгрессивных отложениях. Форма зерен изометричная, наблюдаются включения. Довольно часто встречаются выветрелые листочки биотита характеризованные обесцвечиванием. В результате выветривания биотит замещался хлоритом, при чем на некоторых листочках отмечаются мелкие кубические кристаллики пирита, образовавшиеся за счет выделенного железа.

Содержание биотита в начале силура небольшое (до 10%). Только в адавереское время отмечается повышение. Во многих разрезах в северо-западной части бассейна первый максимум находится в нижних слоях (до 33%) образовавшихся в первой стадии поздне-лландоверийской трансгрессии. Второй максимум совпадает более или менее точно с наступлением второй стадии трансгрессии, причем содержание биотита достигает на некоторых местах (Муху, Нитауре) до 72—85%. В выше-следующих отложениях значение биотита снова уменьшается, а местами даже отсутствует, только в некоторых районах Северной Латвии накопление его попрежнему более интенсивное (до 50%). Усиление привноса

биотита в силурийские отложения состоится во время лудловской трансгрессии. Особенно это заметно в северной части бассейна. В южной части бассейна содержание биотита увеличивается немного позже, во время накопления отложений курессаарского горизонта.

Из аутигенных тяжелых минералов можно назвать пирит, сфалерит, гематит и гидрогематит. П и р и т может присутствовать как отдельными кристаллами, так и их агрегатами. Кристаллы бывают кубические и октаэдрические, а агрегаты разные, от игольчатых до ступенчатых. Встречаются также псевдоморфозы по органическим остаткам. Особенно крупные агрегаты, а также отдельные кристаллы, найдены в мергелях и глинах. В афанитовых известняках кристаллики пирита очень мелкие диаметром около 0,02 мм.

Содержание пирита колеблется в очень больших пределах.* Особых тенденций в изменении его содержания не установлено. Обычно оно колеблется в пределах 10–20%, но при наличии поверхностей перерыва и вторичных прожилков может достигаться 80–90%.

С ф а л е р и т встречается весьма редко в виде небольших кристаллов (диам. 0,05–1,0 мм) содержание его составляет долю процента. Только на некоторых поверхностях перерыва и прожилках оно достигает 30%.

Г е м а т и т и гидрогематит присутствуют обычно вместе, в красноцветных отложениях, являясь по происхождению как первичным, так и вторичным. Гематит представлен мелкими черными пластинчатыми или призматическими зернами. Гидрогематит, который из себя представляет гидратизированную разновидность гематита, встречается очень тонкими чешуйками красноватого цвета, часто прилипшими к другим минералам (красные рубашки на кварцевых и полевошпатовых зернах). Максимальное содержание гематита и гидрогематита установлено на поверхностях перерыва седиментации до 30%.

4.3. Минеральный состав глинистой фракции

Основная часть терригенного материала в силурийских отложениях представлена пелитовой фракцией (60–90%). Минералогическому анализу подвергались из этой частицы диаметром ниже 0,002 мм, содержание которых составляет около половины или немного больше от всей пелитовой фракции. Остальная пелитовая часть (фракция 0,002–0,01 мм) исследовалась сравнительно мало (только оптическим методом). Фрак-

* Аутигенные тяжелые минералы учитывались отдельно от аллотигенных, содержание представлено на весь алевритовый материал.

ция диаметром $<2\mu$ изучалась оптическим (в ориентированных агрегатах) и рентгенометрическим методами.*

В результате анализов установлен, что основными глинистыми минералами в силурийских отложениях являются иллит (60–90%) со сопровождением меньшего количества (5–40%) хлорита и смешано-слойных минералов типа монтмориллонит-иллит и монтмориллонит-хлорит (5–20%) (Юргенсон, 1970, 1978). Из неглинистых минералов присутствуют во фракции $<2\mu$ кварц, полевые шпаты, карбонаты (сидерит, доломит, кальцит), гематит с гидрогематитом и гетит. Отличающим от такого состава является только состав метабентонитовых глин, на которых останавливаемся более подробно в следующей разделе.

Учитывая довольно однородный характер и выдержанность в распределении вышеназванных минералов по всему разрезу силура, можно выделить лишь одну — хлоритово-иллитовую ассоциацию морского осадочного типа.

Детальное исследование отдельных минералов показало, что характерные параметры минерала и л л и т а следующие: показатели преломления в ориентированных агрегатах $Ng' = 1,581-1,590$, $Np' = 1,562-1,577$; двупреломление $Ng' - Np' = 0,02-0,03$. На дифрактограммах наблюдаются базальные рефлексы с межплоскостными расстояниями d , равными $9,95-10,10 \text{ \AA}$ (001); $4,94-5,0 \text{ \AA}$ (002); $3,31-3,33 \text{ \AA}$ (003) и $2,48-2,50 \text{ \AA}$ (004). Среди иллитов можно отличать более деградированные (зрелые) и в то же время железистые вариации (степень деградации выраженный соотношением интенсивности рефлексов $10 \text{ \AA}$ и $5 \text{ \AA}$ около 3–5) и богатые K_2O хорошо организованные вариации ($10 \text{ \AA} / 5 \text{ \AA}$ 2–3). Первая разновидность иллита распространен в мелководных отложениях, а вторая приурочена к более глубоководным отложениям (серые мергели и граптолитовые аргиллиты).

Минерал х л о р и т был определен только рентгенометрическим методом. Характеризуется этот минерал в основном двумя базальными рефлексами — $14 \text{ \AA}$ (001) и $7 \text{ \AA}$ (002), которые в нашем материале варьировали первый от $13,8$ до $14,25 \text{ \AA}$ и второй от $7,00$ до $7,14 \text{ \AA}$. Преобладающая часть хлоритов является железистой, магнизиальный разновидности редки.

Более значительное содержание хлорита отмечается в отложениях относительно мелководной фациальной зоны, но особой приуроченности к определенным типам пород не наблюдается. Максимальные накопления хлорита установлены в начале и конце силурийского периода.

Смешанослойные минералы типа м о н т м о р и л л о н и т - и л л и т ,

* Рентгеноструктурные анализы сделаны в рентгенометрической лаборатории ИГ АН ЭССР под рук. Э. Пирруса и в минералогическом кабинете ТГУ под рук. К. Утсала.

встречающиеся в глинистой фракции терригенного материала характеризованы изменением дифракционной картины после обработки анализируемой пробы органическими жидкостями и термической обработки. На дифрактограммах природных проб отмечаются относительно широкие и сильные базальные рефлексы $d = 10,2-10,5 \text{ \AA}$, разделяющиеся после гликолизации на два рефлекса. Их рассматриваются как неупорядоченнослойные образования, где количество монтмориллонитовых слоев в структуре иллита не превышает 10–15% (разбухающий иллит) (Утсал, Юргенсон, 1971). Смешанослойные минералы с более значительным содержанием монтмориллонитовых слоев приурочены в основном к метабентонитовым прослоям.

Монтмориллонит-иллит ассоциируется с одной стороны вулканогенным материалом (наблюдается поблизости метабентонитовых прослоев), с другой стороны поступает, по-видимому, с материка в виде малоизмененного материала, осаждаясь в тонкослойчатых мергелях и афанитовых известняках.

Смешанослойный минерал монтмориллонит-хлорит имеет в силуре случайный характер. Встречается он, в основном, в некоторых доломитовых породах лудловского возраста. Ввиду его небольшого содержания (5–10%) его структурные особенности более подробно не исследованы.

4.4. Минеральный состав вулканогенного материала

Присутствие вулканогенного материала среди силурийских отложений может быть двоякое: либо он концентрирован в виде метабентонитовых прослоев, либо он встречается в рассеянном виде среди других отложений. Содержание вулканогенной примеси обычно не превышает 10% от всей массы терригенного материала, а в то же время в некоторых метабентонитовых прослоях обнаружен терригенный примесь до 30–40%. Как было указано выше, вулканогенного материала встречается в силурийских отложениях Прибалтики больше всего в адавереском, яниском и ягарахуском горизонтах. В ниже-, и выше-лежащих слоях его содержание резко уменьшается (Утсал, Юргенсон, 1971).

Гранулометрический анализ метабентонитов показывает, что в них преобладает глинистая фракция 70–90%, в основном тонкопелитовый материал. Мелкопесчаного материала встречается редко и только местами его количества достигает 10%, иногда 20%.

Песчано-алевритовый материал представлен в основном легкими минералами (85–99%). Характерным для вулканогенного материала является преобладание полевых шпатов над кварцем. Основная часть полевых шпатов представлена ортоклазом, форма зерен табличатая (ромбоздры по спайности). Много встречается выветрелых

зерен с мутной поверхностью. В менее значительном количестве присутствует санидин (до 20%). Зерна его неправильной формы прозрачные, без следов вторичного изменения. Встречается он как в метабентонитах (особенно в адавереском горизонте), так и в рассеянном виде среди терригенного материала.

Минерал **к в а р ц** представлен двумя разновидностями. Более распространенными являются полуокатанные зерна разной формой содержащие многочисленные мелкие пузырьки газа в виде включений. Вторая разновидность является весьма характерной для вулканогенного материала — угловатые, часто клиновидные зерна с вогнутыми ребрами и ограниченным количеством включений. Обе разновидности могут присутствовать как в метабентонитах, так и в рассеянном виде. Кроме вулканогенного кварца отмечаются в метабентонитах часто и примесь хорошо окатанных зерен терригенного кварца. Содержание кварца в метабентонитах колеблется в пределах 10—30%, а в случае терригенной примеси и больше.

Из вторичных легких минералов, образовавшихся по всей вероятности в ходе катагенеза являются хальцедон, кальцит и гипс.

Х а л ь ц е д о н встречается в виде угловатых зерен, мало отличающихся по своим параметрам от соответствующего минерала в терригенных отложениях. Основным отличием является отсутствие зооморфных зерен. Характерными для вулканогенного материала являются т.н. пузырьчатые зерна с угловатой формой. Складывается впечатление, как-будто пенистый первичный материал перекристаллизовывался в хальцедон, причем хальцедоном заполнены и первичные пузырьки-пустоты диаметром около 0,01 мм. Такие зерна встречаются вблизи метабентонитовых прослоев в рассеянном виде среди терригенного материала. Количество хальцедона в метабентонитах 2—10% из легких минералов.

К а л ь ц и т и **г и п с** в метабентонитах являются вторичными образованиями. Кальцит встречается в прожилках, иногда в виде цемента. Гипс был найден весьма редко, в основном, в виде единичных зерен. Содержание кальцита и гипса вместе не превышает 1%.

По сравнению с терригенным материалом установлено **тяжелых минералов** в метабентонитах больше (до 15%), но видовой состав их более ограниченный. Чаще всего присутствуют циркон, апатит, биотит, меньше встречается гранат, турмалин, титанистые минералы и аутигенные минералы пирит и барит

Минерал **ц и р к о н** был найден во всех метабентонитовых прослоях, а также в рассеянном виде в соседних отложениях. Кристаллы циркона идиоморфные, удлиненные, призматические, часто с хорошо сохранившимися пирамидальными кончиками. Длина кристаллов колеблется от 0,05 до 0,1 мм, соотношение диаметра к длине в среднем 1:5. Содержание циркона в метабентонитах колеблется от 20 до 60% среди

тяжелых минералов. Установлено, что его количество увеличивается особенно в непластичных фарфоровидных метабентонитах, противоположно биотиту (Утсал, Юргенсон, 1971).

Минерал а п а т и т также идиоморфный как циркон. Встречаются длинно-призматические кристаллы диаметром 0,01–0,04 мм, длиной до 0,1 мм. Кристаллы бесцветные, без особых включений. В отличие от циркона апатит во многих метабентонитах отсутствует. Он концентрирован в основном в прослоях адавереского и яагарахуского времен, где его содержание местами достигает до 30–50% в тяжелой фракции.

Б и о т и т представлен, в основном, коричневатой разновидностью, в виде шестигранных листочек. Окатанность зерен увеличивается в силурийском бассейне с запада на восток, в то же время размеры их уменьшаются. Местами биотит хлоритизирован, особенно на верхнем контакте метабентонитовых прослоев с вышележащими известняками и доломитами. Биотит составляет от 20 до 90% от тяжелых минералов. Отмечается уменьшение содержания с запада на восток. Во многих случаях повышенное содержание биотита совпадает с повышенным содержанием полевых шпатов в песчано-алевритовой фракции метабентонитов (Утсал, Юргенсон, 1971).

Минерал б а р и т встречается угловатыми прозрачными зернами неправильной формы. Диаметр зерен колеблется в пределах 0,04–0,06 мм. Содержание его небольшое (<2%) и связано, главным образом, с метабентонитовыми прослоями яаниского и паадлаского горизонтов.

Значение остальных прозрачных тяжелых минералов в вулканогенном материале небольшое и в их распределении не установлено особых закономерностей. Встречаются гранат (<8%), турмалин (1–5%), роговые обманки (<5%), анатиз (<1%), рутил (<1%). В некоторых метабентонитовых прослоях отмечен корунд, особенно в верхней части яагарахуского горизонта (<14%). Имея ввиду, что корунд присутствует в обилии и в терригенном материале вмещающих пород, он может быть в метабентонитах не вулканогенного происхождения.

Из аутигенных тяжелых минералов в метабентонитах почти всегда встречается пирит. Его количество во всей песчано-алевритовой фракции колеблется от 5 до 50%, но чаще всего ниже 10%. Во многих метабентонитах установлено вторичное образование пирита за счет выветривания биотита. Диаметр кубических кристалликов пирита обычно 0,02–0,04 мм, но на чешуйках биотита меньше 0,01 мм. В случаях нахождения поверхностей перерыва непосредственно над прослоями метабентонита содержание пирита в последних сильно увеличивается до 75% от всей песчано-алевритовой части.

Минеральный состав пелитовой фракции вулканогенного материала в Прибалтике был исследован довольно подробно (Юргенсон, 1964, 1970; Утсал, Юргенсон, 1971; Ратеев, Градусов, 1971). Выяснилось, что это гораздо разнообразнее состава пелитовой фракции терригенного ма-

териала. Типичным минералом для метабентонитов является смешанослойный монтмориллонит-иллит, в которой содержание монтмориллонитовых слоев в структуре повышается до 40%. Он встречается, в основном, в пластичных разновидностях метабентонита, богатых биотитом, где его количество в тонкопелитовой части (фр. $<2\mu$) иногда до 90–95%. В большинстве случаев рядом с монтмориллонит-иллитом присутствует иллит (10–40%), каолинит (0–20%) и хлорит (5–10%). В редких случаях отмечен также монтмориллонит (в основном в метабентонитах Скандинавии). В более измененных метабентонитах преобладает иллит с примесью монтмориллонит-иллита (10–30%), хлорита (~10%) и каолинита (10%), причем песчано-алевритовая фракция содержит кварц в более значительных количествах. Сравнительно редко встречаются метабентониты, где среди глинистых минералов преобладает каолинит, а монтмориллонит-иллита около 40%. В виде небольшой примеси может присутствовать иллит, но не обнаружено хлорит. В каолиновых глинах значение кварца в песчано-алевритовой фракции также увеличено, но меньше встречается биотита. Только в некоторых метабентонитовых прослоях присутствует в большом количестве как каолинит, так и биотит.

Вышеописанный минеральный состав явно свидетельствует о том, что исходным материалом служил вулканический пепель относительно постоянного состава. Дальнейшее образование минерального состава складывалось в зависимости от продолжительности подводного выветривания и характера диа- и катагенетических процессов. Рядом с девитрификации пепла состоялась фиксация калий из морской воды. Смешанослойный монтмориллонит-иллит, по-видимому, возник из монтмориллонита. Чем дальше шло изменение, тем меньше осталось монтмориллонитовых слоев в структуре минерала, пока он полностью превратился в иллит. Из вулканического пепла мог образоваться и каолинит, хотя часть его могла образоваться и позже при выветривании полевых шпатов. В песчано-алевритовой фракции процессами изменения в первой очереди были охвачены менее устойчивые минералы: биотит, амфиболы и пироксены, полевой шпат, в результате чего образовался богатый цирконом материал содержащий много аутигенного кремнезема (халцедона) и пирита.

4.5. Выделение литокомплексов в силурийском разрезе Прибалтики на основе терригенного материала

Закономерные изменения вещественного состава терригенного материала силурийских пород в разрезах Прибалтики являлись основой для выделения ряда литокомплексов с более выдержанным их составом. Первые попытки в этой области были сделаны автором в 1977 г. (Юргенсон, 1977). Для расчленения разрезов на более объективных основах

использовался метод Д. А. Родионова (1965) об однородности геологических совокупностей. В качестве характеристики использовались следующие литолого-минералогические и геохимические признаки: 1. содержание нерастворимого остатка; 2. содержание алеврита в нерастворимом остатке; 3. содержание тяжелых минералов в алеврите; 4. коэффициент мономинеральности (отношение кварца и полевого шпата); 5. содержание вторичного кремнезема; 6. граната; 7. турмалина; 8. биотита; 9.—11. содержание микроэлементов в нерастворимом остатке: циркония, ванадия, марганца. В ходе последующей работы геохимические признаки, как менее эффективные, заменены минералогическими — содержанием мусковита и суммой титанистых минералов, и общим характеристиком породы отношением $\text{CaO}:\text{MgO}$.

Полученный эмпирический материал использовался для проверки гипотезы об однородности упорядоченных совокупностей. Вычисления на ЭВМ произведены в Институте кибернетики АН ЭССР Е. Вийкман по программе, составленной Х. Паллум. Границы для расчленения были проведены по положению максимального различия между комплексами. Использованные границы определились на уровнях вероятности 95 и 99%.

Данному анализу подвергались все исследованные нами разрезы буровых скважин (рис. 1.1). В более полных разрезах удалось выделить десять литокомплексов (рис. 4.5.1, 4.5.2), границы которых довольно часто совпадают со стратиграфическими границами, установленными по фауне или по другим (макролитологическим) признакам. Для отдельных комплексов вычислялось среднее (арифметическое) содержание всех параметров терригенного материала, также были зафиксированы изменения в их содержаниях, происходящие на границах комплексов. Для последней цели были в некоторых разрезах исследованы терригенный материал нижележащих ордовикских и вышележащих девонских отложений.

Нижняя граница силура, как нижняя граница первого литокомплекса, в исследованных нами разрезах всегда хорошо зафиксирована.

Исследование верхнеордовикских, в частности, поркуниских отложений показало, что осадкообразование в это время, особенно в Северной Прибалтике характеризуется условиями крайнего мелководья (Мяньиль, 1966; Вийдинг, Ораспыльд, 1972). Алевритисто-глинистые известняки, оолитовые известняки, песчанистые алевролиты — все они богаты терригенным материалом песчано-алевритовой фракции. Только афанитовые известняки, залегающие местами (Паровея) в верхах ордовика, содержат терригенного материала меньше 10%, из которого алеврит составляет 20—30%. Весь терригенный материал минералогически характеризуется зрелым составом, преобладают кварц, циркон. Содержание циркона в северо-восточном направлении постепенно уменьшается и его заменяют турмалин, ставролит, амфиболы и

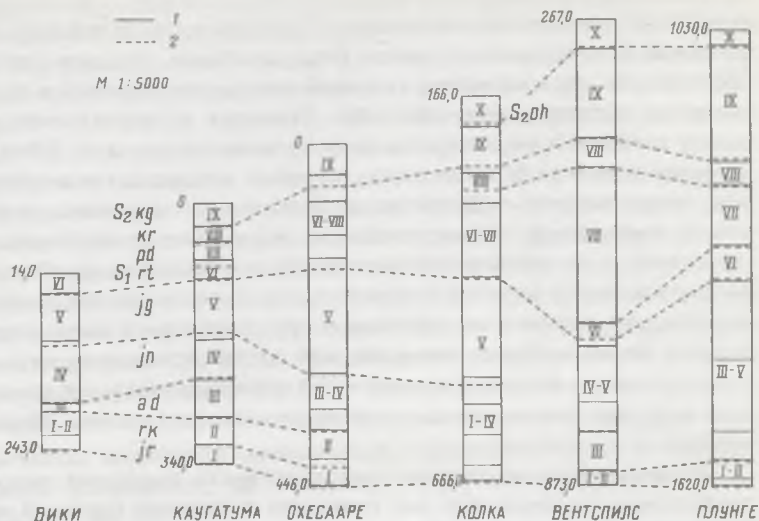
пироксены. Это объясняется, по всей вероятности, существованием основного источника сноса на северо-востоке (Вийдинг, Ораспыльд, 1972), благодаря чему, роль менее устойчивых минералов в западном направлении убывает.

Во многих районах Прибалтийского бассейна осадконакопление в конце ордовика прекратилось, образовались поверхности перерыва, подвергавшиеся в последующем сильной пиритизации. После регрессии моря в конце ордовика наступила силурийская трансгрессия, вследствие чего в северной половине бассейна началось интенсивное осадконакопление, в то время когда в южной половине на большей части территории оно отсутствовало или образовавшиеся осадки были уничтожены до-среднелландоверийским и частично более поздним размывом (Кальо, Юргенсон, 1977). Поэтому первый литокомплекс, соответствующий в большей или меньшей степени юрускому горизонту, во многих разрезах Литвы отсутствует (рис. 4.5.2).

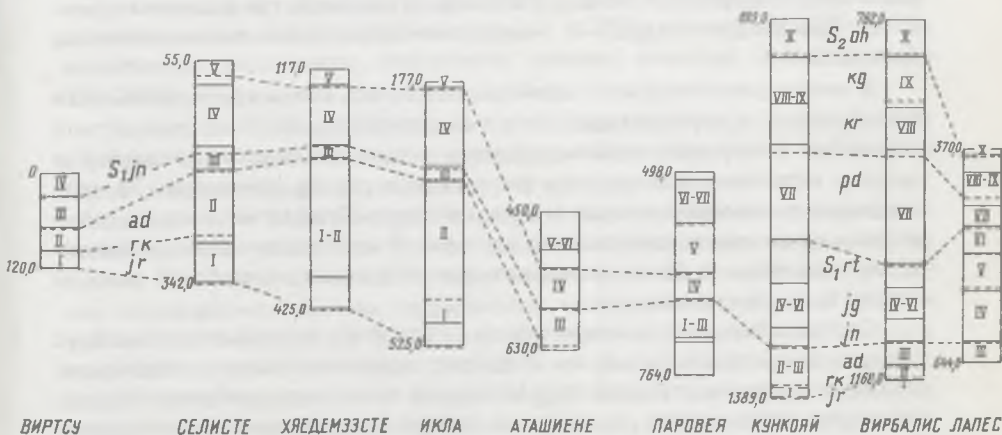
На границе ордовика и силура происходила значительная перестройка в распределении источников терригенного материала. Судя по гранулометрии, а также по минеральному составу в начале силура особое значение приобретал новый источник терригенного материала, находившийся севернее нынешнего острова Хийумаа. Влияние этого региона как источник сноса становился особенно заметным в северо-западных разрезах (Орьяку, Азукюла, Мартна) не только в юруское время, а также позже — в райккюлаское и адавереское временах. Сравнивая минеральный состав терригенного материала самих верхних слоев ордовика и нижних слоев силура, отмечается увеличение содержания менее устойчивых минералов в последних.

Минеральный состав первого литокомплекса в северных и южных районах несколько отличается. В северном районе по всей комплексе на большей части территории в составе легких минералов преобладают полевые шпаты (50—55%) над кварцами (42—48%). Южнее линии Лазва-Селисте-Каугатума содержание кварца увеличивается, а полевых шпатов уменьшается. Содержание слюдистых и подобных им минералов небольшое (2—7%). Встречаются мусковит, биотит (зеленый), глауконит. В составе тяжелых минералов преобладает циркон (40—50%). Содержание граната (2—19%) больше в северных разрезах и меньше в южных. Максимальное содержание граната 51% в первом комплексе в восточной части Латвии (Аташиене) превышает содержание циркона. Содержание турмалина (6—10%) больше в западных районах. Титанистые минералы (рутил, титанит, брукит, анатаз, лейкоксен) имеют повышенное содержание (20—35%) в южных разрезах (Икла, Нитауре, Кункояй). Содержание амфиболов, пироксенов (1—5%) и корунда (<6%) увеличивается в северных разрезах.

Во многих разрезах в северной части бассейна появляется в пределах первого литокомплекса еще одна граница разделяющая нижнюю, собст-



4.5.1. Распространение литокомплексов силура в разрезах буровых скважин из западной части Прибалтийского бассейна: 1. границы горизонтов; 2. границы литокомплексов. Римскими цифрами отмечены литокомплексы.



4.5.2. Распространение литокомплексов силура в разрезах буровых скважин из средней и восточной части Прибалтийского бассейна. Условн. обозн. см. рис. 4.5.1.

венно трансгрессивную часть юруского горизонта от верхней более карбонатной и регрессивной части. Надо отметить, что эта граница "подкомплексов" не совпадает с границей между тамсалуской и варбоалской свитами, оставаясь немного ниже. Различия в терригенном материале между нижним и верхним подкомплексами следующие. В верхнем подкомплексе всегда больше слюд, полевых шпатов и титанистых минералов, зато в нижнем подкомплексе больше корунда, ставролита, амфиболов и пироксенов. Такие тенденции изменения минерального состава терригенного материала отмечаются и в тех разрезах, где явной границы между нижней и верхней частями первого литокомплекса нет. По всей вероятности, переход от собственно трансгрессивной фазы осадконакопления с более пестрым минеральным составом терригенного материала в регрессивную был на большей части исследуемой территории постепенным и проявился он раньше в минеральном составе чем общем облике породы.

Верхняя граница первого литокомплекса выражена четко в более прибрежных районах, где она совпадает с верхней границей юруского горизонта. В разрезах с более глубоководными отложениями (Колка, Вентспилс, Павилоста, Паровей) и в разрезах, где юруский горизонт представлен только частично, резких изменений в составе терригенного материала на границе литокомплекса не происходит или происходит немного выше (Селисте, Икла, Кункояй), и верхняя граница первого литокомплекса находится уже в пределах райккюлаского горизонта (рис. 4.5.2). Основным изменением в составе терригенного материала, происходящих на границе первого и второго литокомплекса, является увеличение содержания полевых шпатов (в разрезах, где в первом комплексе преобладал кварц) и уменьшение некоторых малоустойчивых минералов.

В начале райккюлаского времени появилась снова кратковременная трансгрессия, в ходе которой местами отлагались мергели, домериты и глинистые известняки небольшой мощностью. Но особых изменений в составе терригенного материала эта трансгрессия не причиняла. За этой следовала регрессия, которая в большей части Прибалтийского бассейна длилась до конца райккюлаского времени. В юго-восточной части бассейна по-прежнему не было осаднения или образовавшиеся более рыхлые осадки были денудированы.

Соответствующий райккюласкому горизонту второй литокомплекс хорошо выделяется по своим литолого-минералогическим признакам. Общее содержание терригенного материала в районах карбонатной седиментации уменьшается, но в то же время доля алеврита в некоторых близких к берегам районах увеличивается. Ареал накопления глинистых отложений в южной части бассейна увеличивается и с тем увеличивается и значение терригенного материала, но содержание алеврита уменьшается (см. стр. 92).

Минеральный состав второго литокомплекса характеризуется на севере преобладанием полевых шпатов среди легких минералов (до 65%) и большим содержанием аутигенного кремнезема в виде халцедона (до 10%). Из тяжелых прозрачных минералов наиболее частые циркон (30–50%), гранат (10–23%), турмалин (6–20%) и титанистые минералы (16–30%). Реже встречаются амфиболы и пироксены (1–2%) и другие менее устойчивые минералы (ставролит, дистен и др.). Содержание корунда в большинстве случаев не превышает 1–2%, но в некоторых районах (Эйамаа, Охесааре, Нитауре) может составлять до 8% от тяжелых минералов. Содержание слюд колеблется в пределах 1–8%, в более южных районах бассейна местами достигая до 24%. В южной части бассейна, в более глинистых отложениях, увеличивается значение кварца до 70% за счет полевых шпатов (25–45%). Сильно уменьшается значение минералов вторичного кремнезема (1–2%). Основной состав тяжелых минералов, по сравнению с северными районами, не изменится, но содержание малоустойчивых минералов уменьшается, кроме некоторых самых южных разрезов (Вирбалис), где, например, содержание амфиболов и пироксенов достигает 5%.

Кроме массового содержания полевых шпатов на севере, характеризуется терригенный материал второго литокомплекса устойчивыми минералами хорошо соответствующими регрессивной стадии осадконакопления. Отложениям, соответствующим кратковременной трансгрессии в низах райккюлаского горизонта характерен немного отличающийся состав терригенного материала. Содержание кварца и полевых шпатов отмечается в почти равных количествах (48–53% и около 46%).

По сравнению со средним составом второго литокомплекса встречается меньше аутигенного кремнезема и циркона (27–37%), но повышенными являются содержания граната (<25%), турмалина (25–35%), амфиболов, пироксенов, ставролита, дистена, корунда (все вместе до 15–20%).

В результате общей регрессии на большинстве территории Эстонии верхняя часть райккюлаского горизонта отсутствует, а в некоторых более северных разрезах, например, на острове Хийумаа, нет и средней. Находящиеся в этом интервале разреза многочисленные поверхности перерыва явно указывают на прекращение седиментации на длительное время. Это обстоятельство находит свое отражение и в резком изменении минерального состава терригенного материала на рубеже второго и третьего литокомплекса. В тех разрезах, где сохранились самые верхние слои райккюлаского горизонта, отмечается уже некоторое, хотя слабое, изменение в минеральном составе терригенного материала, особенно среди тяжелых минералов. Количество циркона постепенно уменьшается до 30–35%, а содержание граната увеличивается до 28%, турмалина до 25% и титанистых минералов до 33%.

Верхняя граница второго литокомплекса хорошо фиксируется по терригенному материалу. На большей части территории Прибалтийского бассейна она довольно хорошо совпадает и с границей между райккюласким и адавереским горизонтами, установленной по фаунистическим и макролитологическим признакам, залегающая обычно выше последней (рис. 4.5.1). Разница больше между обоими границами в некоторых северо-западных разрезах (Каугатума, Виртсу, Паатсалу). В неполных разрезах Восточной Латвии и Литвы верхняя граница второго литокомплекса не устанавливается.

Везде на южном склоне Балтийского щита над райккюласкими отложениями трансгрессивно залегают карбонатные и глинистые отложения адавереского времени. Как уже было отмечено выше (см. стр. 92) эта трансгрессия сопровождалась массовым привнесением терригенного материала, в основном пелитового. Карбонатные отложения образовались лишь в начале адавереского времени в северной части бассейна и содержат соответственно и больше (до 30%) алевритового терригенного материала.

Третий литокомплекс по терригенному материалу во многих исследованных разрезах не ограничивается с адавереским горизонтом, а охватывает часть слоев из вышележащего горизонта. В некоторых случаях он переходит постепенно в следующий четвертый комплекс без особых изменений в минеральном составе. В тех случаях при вычислении средних содержаний отдельных минералов принята за основу верхняя граница адавереского горизонта.

Карбонатные отложения образовавшиеся в северной части бассейна в начале адавереского времени содержат терригенный материал, минеральный состав алеврита которых имеет смешанный характер. Среди легких минералов преобладают еще, хотя уже в меньшей мере, полевые шпаты (30–65%) над кварцем (17–48%). Сравнительно много также аутигенного кремнезема (до 46%). Но состав тяжелых минералов носит уже явные черты третьего литокомплекса: преобладает гранат (45–55%) над цирконом (20–25%).

Глинистые отложения адавереского горизонта, распространяющиеся в большей части бассейна имеют следующий минеральный состав терригенного материала: среди легких минералов преобладает кварц (50–83%) над полевыми шпатами (14–49%), аутигенного кремнезема меньше 1%. Тяжелых минералов до два раза больше, чем во втором литокомплексе. Преобладает и гранат (30–73%) над цирконом (17–32%). Только в более глубоководных отложениях в западной части бассейна отмечается циркона больше (30–50%) и граната меньше (12–30%). Содержание турмалина (2–14%) и титанистых минералов (<20%), по сравнению со вторым комплексом, уменьшается, также отсутствует корунд в большинстве случаев. Исключением является разрез Абъя, где содержание корунда среди тяжелых минералов составляет 5%. Амфибо-

лов и пироксенов больше в отложениях западной части бассейна (до 1,4%). В нижней части горизонта отмечаются часто дистен и ставролит. Содержание слюд по сравнению со вторым литокомплексом повышенное, особенно на западе и юге достигает 30%. Распределение биотита в третьем литокомплексе представляет своеобразную картину. Во многих северо-западных разрезах (Муху, Каугатума, Вентспилс) отмечается повышенное содержание биотита (до 33%) в нижних слоях. Второй максимум следует от нескольких до десятков метров выше, причем содержание достигает местами (Муху) до 70%. Третий максимум связан обычно верхними слоями адавереского горизонта. По сравнению со вторым литокомплексом увеличивается роль коричневой разновидности биотита, преобладая в некоторых слоях над зеленой. Увеличение значения биотита в адавереских отложениях может быть обусловлено принесенным трансгрессией терригенным материалом. Также надо учитывать наступление вулканогенного материала в виде примеси, так как именно в адавереское время начинается оживление вулканической деятельности, свидетелями которой являются многочисленные прослои метаботенита.

Вторым явлением, связанным, по всей вероятности, частично также с наступлением вулканогенного материала, является повышенное содержание аутигенных минералов железа (пирит, гематит) составляющих в третьем литокомплексе в среднем 58%. Особенно много находится пирита в виде импрегнации на многочисленных поверхностях перерыва в нижней части горизонта.

Как уже выше отмечено, верхняя граница третьего литокомплекса не отличается особой четкостью. Лежащий над адавереским горизонтом яаниский горизонт, хотя принадлежащий уже к следующему венлокскому ярусу, по условиям осадконакопления является все же близким адаверескому горизонту, особенно его верхней части. В яаниском горизонте попрежнему широкое распространение имеют глинистые отложения, содержащие в ограниченном количестве алеврита.

Граница между третьим и четвертым литокомплексами лучше фиксирована в разрезах южной части бассейна, где в верхних слоях адавереского горизонта сравнительно меньше алеврита, чем в нижних слоях яаниского горизонта. В то же время с последними связано очередное увеличение содержания граната среди тяжелых минералов.

Средний минеральный состав терригенного материала четвертого литокомплекса характеризуется преобладанием кварца (52–80%) над полевыми шпатами (14–45%). Содержание аутигенного кремнезема, как правило, не превышает 1%, только в некоторых разрезах (Охесааре, Талсы) установлен аутигенный микрокристаллический кварц в количестве до 13%.

Содержание тяжелых минералов в четвертом литокомплексе меньше чем в третьем. Исключением являются некоторые самые северные разрезы (Нурме, Кирикукюла, Хяздемеэсте) и самые южные разрезы (Кал-

вария), где содержание колеблется в пределах 1,5–2,0%. Как уже было отмечено, состав тяжелых минералов мало отличается от третьего литокомплекса. В более прибрежных разрезах попрежнему преобладает гранат (31–45%) над цирконом (20–34%), в более глубоководных, наоборот. Среднее содержание турмалина 6–14%, титанистых минералов до 3%. Несколько повышенное по сравнению с третьим комплексом только содержание корунда в некоторых южных разрезах (до 3%) (Вирбалис, Кашино). Содержание слюд местами достигает до 28%, но в большинстве случаев их меньше 10%. Преобладают зеленые разновидности биотита, только в некоторых уровнях поблизости метабентонитовых прослоев отмечают преобладание коричневатой разновидности. Особых концентраций пирита в четвертом литокомплексе не наблюдается. Среднее содержание колеблется в пределах 5–20%.

Верхняя граница четвертого литокомплекса выражена по терригенному материалу слабо. Начавшая в яниское время стабилизация бассейна седиментации продолжалась и в яагарахуское время и переходила в явную регрессию в конце яагарахуского времени и в роотсикюлаское время. Обмеление моря, появляющееся в яниское время только на северо-западе бассейна, расширяется дальше на юг. Вместе с тем снова расширяется и распространение карбонатных отложений, особенно во второй половине яагарахуского времени. В связи с теми обстоятельствами проведение границы между яаниском и яагарахуском горизонтами представляет как по макролитологии, так и по терригенному материалу определенные трудности. В большинстве исследованных нами разрезов выделенная граница горизонтов не совпадает с границей литокомплексов. В качестве маркирующего уровня при выделении границы по терригенному материалу служит "пачка" комковатых доломитов и домеритов, залегающая в нижней части яагарахуского горизонта и отличающаяся по составу тяжелых минералов от выше- и нижележащих отложений. Гранат среди тяжелых минералов либо преобладает над цирконом, либо встречается с ним в равных количествах. Турмалина всегда больше 10%, а титанистых минералов мало (<10%). Всегда присутствуют амфиболы и пироксены (1–2%), дистен (<2,4%), ставролит (~2,0%), апатит (~1%), местами и корунд (~3%).

Можно предполагать, что эта "пачка" со своеобразным составом алеврита отражает кратковременную трансгрессию, состоящую в начале яагарахуского времени.

Весь пятый литокомплекс характеризуется следующим минеральным составом. По сравнению с четвертым комплексом увеличивается содержание алеврита, особенно в южной части бассейна. Попрежнему преобладает кварц (48–77%) над полевыми шпатами (22–52%), хотя содержание последнего по сравнению с ниже- и вышележащими литокомплексами немного повышено, особенно в северной части бассейна. Общее содержание тяжелых минералов (0,2–1,8%) почти не изменяется. Также не

изменяется содержание циркона (20–50%), турмалина (7–20%) и титанистых минералов (7–20%). По сравнению с ниже- и вышележащими литокомплексами увеличивается значение граната (20–40%). Встречаются отдельные слои, где гранат преобладает над цирконом. Присутствие биотита является эпизодическим, в среднем не превышая 30%. Преобладает коричневая разновидность, особенно в верхней части комплекса. Содержание амфиболов и пироксенов, а также корунда почти не изменится. В некоторых южных разрезах (Кункояй) отмечаются повышенные содержания барита (до 1,5%), который обычно либо отсутствует, либо встречается в пределах одной десятой доли процента.

Верхняя граница пятого литокомплекса сравнительно хорошо выражена по составу терригенного материала в более прибрежных отложениях Прибалтийского бассейна как на севере, так и на юге. В более глубоководных отложениях особо заметных изменений не происходит. Продолжающаяся регрессия моря ведет к дальнейшему сокращению бассейна, которое будет более заметным и в его южной части. Верхняя граница пятого литокомплекса совпадает с границей между яагарахуским и роотсикуласким горизонтами в более прибрежных районах (Вики, Каугатума, Колла, Лапес). В остальных районах она остается либо выше последней, либо отсутствует, ввиду постепенного перехода.

Шестой литокомплекс характеризуется более зрелым терригенным материалом. Область максимального накопления алеврита перемещалась с юга в северную часть бассейна. Среди легких минералов преобладает кварц (48–75%) над полевыми шпатами (20–48%). По сравнению с пятым литокомплексом содержание последних уменьшено. В южных разрезах бассейна осадконакопления немного повышается количество минералов аутигенного кремнезема (до 2%). Из тяжелых минералов господствует циркон (15–43%), меньше встречается граната (6–35%) и турмалина (5–15%). Содержание титанистых минералов (7–20%) не изменяется по сравнению с пятым литокомплексом.

Отличающими факторами для шестого литокомплекса являются повышенные содержания корунда и биотита. Ареал с повышенным содержанием корунда (до 20%, максимум 95%) распространяется от Охесааре, через Талсы, Кроньяуце до Кункояй, причем количество корунда южнее Охесааре быстро убывает. Корунд концентрирован, в основном, в верхние слои комплекса. Содержание биотита колеблется в пределах 10–40% с более значительным количеством зеленой разновидности. Коричневая разновидность приобретает большее значение в верхних слоях. Максимальные содержания биотита отмечены в более западных разрезах.

В шестом литокомплексе встречаются сравнительно много амфиболов и пироксенов (до 2%) особенно на некоторых уровнях в юго-восточной части бассейна (до 40%). По сравнению с пятым литокомплексом увеличивается и содержание аутигенного пирита (до 45%), который час-

то связан с многочисленными поверхностями перерыва, особенно в верхней части роотсикюлаского горизонта.

Верхняя граница шестого литокомплекса нигде в исследованных разрезах не совпадает с границей между роотсикюласким и паадласким горизонтами. В некоторых случаях она находится ниже (до 10 м) последней. Если сравнивать средний минеральный состав обоих горизонтов, то разницы не так существенные, чтобы провести четкую границу, поэтому и метод однородных совокупностей не дал в данном случае положительных результатов. При прослеживании минерального состава терригенного материала в отдельных разрезах более подробно можно установить некоторые закономерности изменения в содержании тяжелых прозрачных минералов, появляющиеся на границе роотсикюлаского и паадлаского горизонтов на довольно обширной территории. В самых верхних слоях роотсикюлаского горизонта, мощностью 3–15 м, отмечается резкое увеличение содержания циркона, которое превышает содержание граната в 3–4 раза. В то же время содержание всех остальных тяжелых минералов существенно не изменится, кроме биотита, количество которого всегда сокращается в этих слоях. В самых древних слоях паадлаского горизонта, мощностью 1–7 м, такая ассоциация тяжелых минералов изменяется по-видимому из-за приступающей небольшой трансгрессии. Везде уменьшается значение циркона, а значение граната и биотита увеличивается. В разрезе Рухну нет изменения на границе в содержании тяжелых минералов, зато происходит изменение в соотношении кварца и полевых шпатов. Если в верхних слоях роотсикюлаского горизонта преобладали полевые шпаты, то начиная с паадлаского горизонта преобладает кварц, причем такое отношение сохраняется до верхней границы силура.

Описанное изменение минерального состава терригенного материала на нижней границе паадлаского горизонта явно говорит о наступающей трансгрессии (нижнелудловская трансгрессия), являющей сравнительно кратковременной. Особенно в отдельных фациях северной части бассейна скоро восстановились условия, похожие на те, которые здесь господствовали в роотсикюлаское время, а на юго-востоке шло обмеление моря до преобладания лагунных фаций и частично до образования суши.

Рассматривая средние содержания отдельных компонентов терригенного материала в седьмом литокомплексе надо обратить внимание на некоторые изменения, прошедшие по сравнению с шестым литокомплексом. Количество кварца является повышенным (60–75%), ниже 60% отмечено только в отложениях из юго-восточной части бассейна (Лапес). В то же время содержание полевых шпатов в общем уменьшается (20–30%, Лапес 43%). Содержание тяжелых минералов не изменится (0,5–2,0%). То же можно сказать об отдельных тяжелых минералах: циркон 15–47%, гранат 7–20%, турмалин 3–17%, титанистые минералы 6–22%, амфиболы и пироксены 0–2,0%. Исключением являются

биотит и корунд. Значение первого сильно повышается (до 67%). Преобладает зеленая разновидность биотита. Ареал распространения корунда остается тем же, но количество меньше (до 15%) по сравнению с шестым литокомплексом. Меньше встречается и пирита, хотя на поверхностях перерыва содержание его попрежнему большое. Повышенное содержание минералов аутигенного кремнезема отмечается, как в шестом литокомплексе, в южной части бассейна (до 4% Кункой), там же найдено больше барита (до 2%).

Верхняя граница седьмого литокомплекса проводится более четко в западных разрезах бассейна (Каугатума, Вентспилс, Плунге, Вирбалис), где она более или менее согласуется с границей между паадласким и курессаареским горизонтами, залегающая иногда (Вирбалис, Кункой) ниже последнего.

Терригенный материал восьмого литокомплекса указывает на появление новой кратковременной трансгрессии, особенно в южной части бассейна, где отлагались более глубоководные отложения. По сравнению с седьмым литокомплексом в составе легких минералов нет изменений. Максимальные средние содержания полевых шпатов попрежнему отмечаются в юго-восточной части бассейна. Основные различия с седьмым литокомплексом состоят в содержании тяжелых минералов (общей суммы) и в частности циркона. Общее содержание тяжелых минералов колеблется в пределах 1–3%, а содержание циркона достигает в южной части бассейна 60% (Плунге 62,6%). Попрежнему установлено повышенные содержания корунда (до 8%), но ареал максимальных содержаний распространен больше к западу (Колка, Павилоста).

Верхняя граница восьмого литокомплекса лучше зафиксирована в более северных разрезах (рис. 4.5.1). Совпадение с границей между курессаареским и каугатумаским горизонтами (между лудловым и пржидоли) было установлено лишь в нескольких разрезах. В большей части разрезов она находится выше стратиграфической границы. Самая верхняя часть восьмого литокомплекса почти везде характеризуется терригенным материалом, где среди тяжелых минералов преобладает циркон (больше 50%), а содержание биотита меньше 10%. На верхней границе содержание циркона резко уменьшается (до 10–20%), а содержание биотита увеличивается (до 60%). Макроскопически этот слой представлен доломитистыми мергелями мощностью от 2–10 м.

Девятый и десятый литокомплексы выделены в пределах последнего яруса силура — пржидоли. Площадь распространения бассейна осадконакопления сильно сократилась в условиях господствующей в это время регрессии. Северная часть бассейна первая отличалась особой мелководностью. На территории Эстонии уже нет самых верхних слоев силура.

Как девятый, так и десятый литокомплекс характеризованы высоким содержанием кварца (65–72%) и небольшим содержанием полевых шпатов (20–38%). В этом нет особой разницы между северным и юж-

ным участками бассейна. На границе девятого и десятого литокомплекса отмечается везде небольшое уменьшение содержания кварца и увеличение содержания полевых шпатов. Содержание минералов аутигенного кремнезема незначительное. Общее содержание тяжелых минералов по сравнению с восьмым литокомплексом изменяется мало, но разница появляется между северной (1–4%) и южной части (0,3–2%) бассейна. Особенно много содержит тяжелых минералов терригенный материал в разрезе Каави (на острове Сааремаа), где в отложениях соответствующих, по-видимому, девятому литокомплексу, достигается их количество в среднем 4,4%. Состав тяжелых минералов остается в девятом и десятом литокомплексе таким-же, как в нижележащих литокомплексах. Содержание циркона колеблется в пределах 12–37%, причем увеличивается содержание, особенно в десятом литокомплексе в южной части бассейна. Содержание граната в среднем не повышает 20%, только порою в некоторых слоях девятого литокомплекса, особенно в его нижней части на севере (Каугатума, Охесааре, Колка, Вентспилс), содержание граната доходит до 40%. В таких случаях он присутствует в равных количествах с цирконом, а порою даже преобладая над ним. Минерал турмалин содержится почти в равных количествах в восьмом, девятом и десятом литокомплексах. Исключением является разрез Кашино в южной части бассейна, где отмечена особая концентрация турмалина в девятом литокомплексе (до 24%).

Содержание титанистых минералов по сравнению с восьмым литокомплексом уменьшается особенно в северной части бассейна (3–7%). Уменьшается также содержание корунда (0–5%), только в девятом литокомплексе в разрезе Павилоста установлено среднее содержание 11%. Амфиболов и пироксенов встречается в незначительном количестве (0–0,9%) в обоих комплексах. Биотита в обоих литокомплексах меньше чем в восьмом литокомплексе. В северной части бассейна его отмечается больше (38–57%), чем в южной части (17–23%). Во всех исследованных нами разрезах преобладает зеленая разновидность.

Можно отметить, что граница между девятым и десятым литокомплексами минералогически характеризуется сравнительно слабо и лишь при помощи остальных характеристик (содержание терригенного материала и алеврита) удастся его проведение более четко. Точное совпадение этой границы с границей между каугатумаским и охесаарским горизонтами отмечено только в разрезе Павилоста, в остальных разрезах она остается либо ниже (Вентспилс), либо выше (Колка) последней. Характеризована эта граница прослоем доломитовых глинистых известняков или мергелей мощностью до 2 м, тяжелая фракция терригенного материала которого состоит почти полностью из циркона, граната и титанистых минералов и только в некоторых разрезах отмечаются биотит и турмалин в небольшом количестве. Тяжелая фракция десятого лито-

комплекса содержит по сравнению с девятым больше циркона и граната, но меньше турмалина и титанистых минералов.

Минералогическая характеристика верхней границы силура пока еще мало изучена. Во многих разрезах отмечаются на этой границе перерывы и самые верхние слои силура могут отсутствовать. В то же время могут нижние слои девона содержать переотложенный материал силура. В северной части бассейна в самых верхних слоях силура (лужниская пачка) в обилии биотита (до 75%), циркон преобладает над гранатом, большее значение приобретают амфиболы и пироксены. В некоторых разрезах (Колка) был найден целестин. Большее значение здесь приобретает гранат преобладая над цирконом (почти в три раза больше), а из аутигенных тяжелых минералов преобладают окислы и гидроокислы железа (Вийдинг и др., 1983).

Подытоживая вышеизложенный материал по выделению литокомплексов, можно сделать некоторые выводы. Минеральный состав алевритового терригенного материала проходит некоторые изменения в течение всего силура. У отдельных минералов ход изменений содержаний неодинаковый, на некоторых уровнях эти изменения могут суммироваться и дать основу выделить литокомплексы с более или менее однородным минеральным составом. Полученные таким образом границы могут совпадать с границами, полученными по другим признакам отложений (макролитология в том числе цикличность, фауна) (рис. 4.5.1, 4.5.2). Это имеет место, в основном, на переломных границах осадконакопления, связанных с перерывами и последующими за ними крупными трансгрессиями. Например, граница ордовика и силура, райккюлаского и адавереского горизонтов (средний и верхний лландовери), адавереского и яаниского горизонтов (лландовери и венлок), курессаареского и каугатумаского горизонтов (лудлов и пржидоли). Иногда могут границы литокомплексов оставаться ниже стратиграфических границ, что может указать на очень сильные изменения в составе терригенного материала перед концом регрессивной стадии или на появление нового материала в виде первых знаков наступающей трансгрессии. Границы литокомплексов, лежавшие выше стратиграфических границ обычно свидетельствуют о том, что терригенный материал меньше подвергался общим изменениям происходившимся в бассейне осадконакопления, или состоявшиеся изменения в минеральном составе происходили более медленными темпами. Последнее имеет место чаще всего в более глубоководных условиях, где минеральный состав обеднен и многие колебания в приходе терригенного материала затухают.

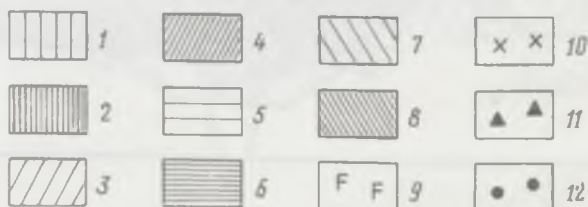
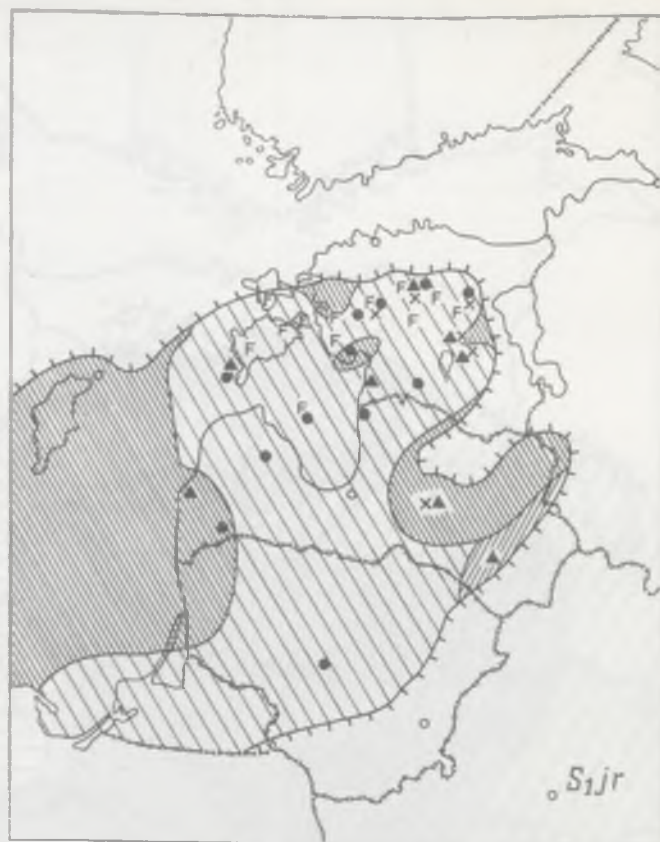
Судя по исследованным нами разрезам, границы литокомплексов более ярко выражены в мелководных и более прибрежных условиях. То же можно сказать о циклических изменениях в минеральном составе терригенного материала.

Исследование изменения отдельных минералов по вертикальному разрезу показало, что не всех минералов можно использовать с равным успехом при выделении литокомплексов. Более применимыми являются полевые шпаты из легких минералов, вернее отношение кварца и полевых шпатов и циркон и гранат из тяжелых. Изменения в содержании кварца менее яркие, так как он слишком широко распространен, особенно в более глубоководных отложениях. Объем колебаний в содержаниях остальных минералов менее значительный и влияние их выражается лишь в общей сумме. Некоторые минералы, как ставролит, дистен, имеют только эпизодический характер и появляются кратковременно. Со своим появлением они отмечают лишь определенные уровни в разрезе, коррелируемые в ограниченных участках бассейна. Другие эпизодические минералы (корунд, аутигенный кремнезем) встречаются более длительное время, характеризуя таким образом один или два литокомплекса. Слюдистые минералы, в основном биотит, имеют двоякий характер. Они появляются, с одной стороны, временными потоками, с другой стороны, существует определенная тенденция увеличения их содержания с более древних отложений к более молодым отложениям силура.

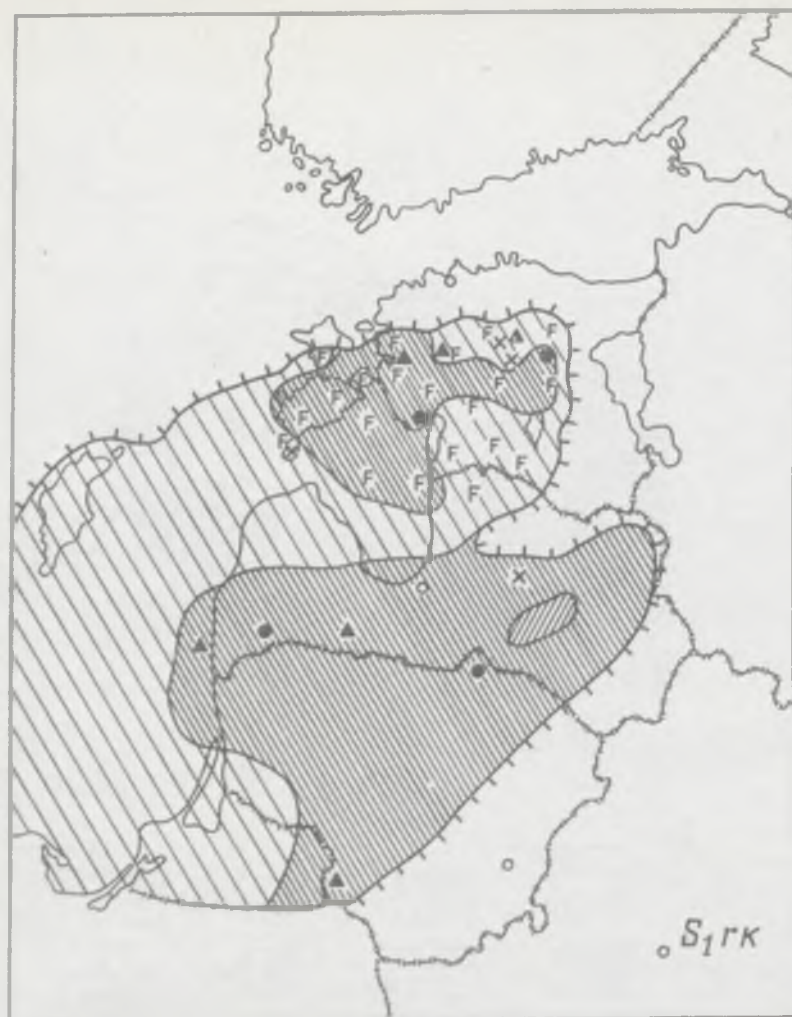
4.6. Фациальная зональность бассейна и распределение терригенного материала

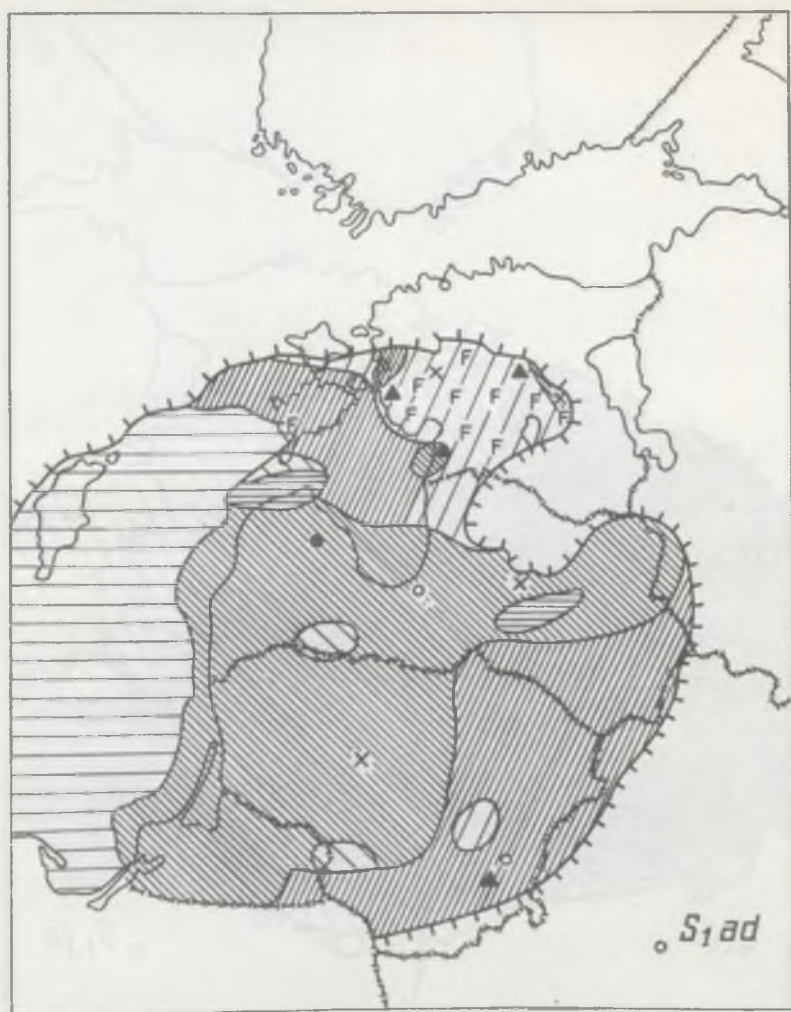
Закономерное изменение состава терригенного материала появляется не только в вертикальном разрезе силурийских отложений, а также по горизонтальному разрезу бассейна в тесной связи с общей зональностью осадконакопления. Эта связь осуществляется, в первой очереди, через гранулометрический состав терригенного материала (см. стр. 91). Все районы в бассейне с повышенным содержанием алеврита в терригенном материале, характеризованы, как правило, и более разнообразным минеральным составом, особенно в части тяжелых аллотигенных минералов. Исключением является здесь только минеральный состав некоторых крайне регрессивных отложений. Во второй очереди влияет на минеральный состав терригенного материала карбонатонакопление. Многие минералы (корунд и т.п.), которые не сохранились бы в последующих диа- и катагенетических процессах в кластогенных отложениях, хорошо консервируются в карбонатной среде (Юргенсон, Вийдинг, 1982).

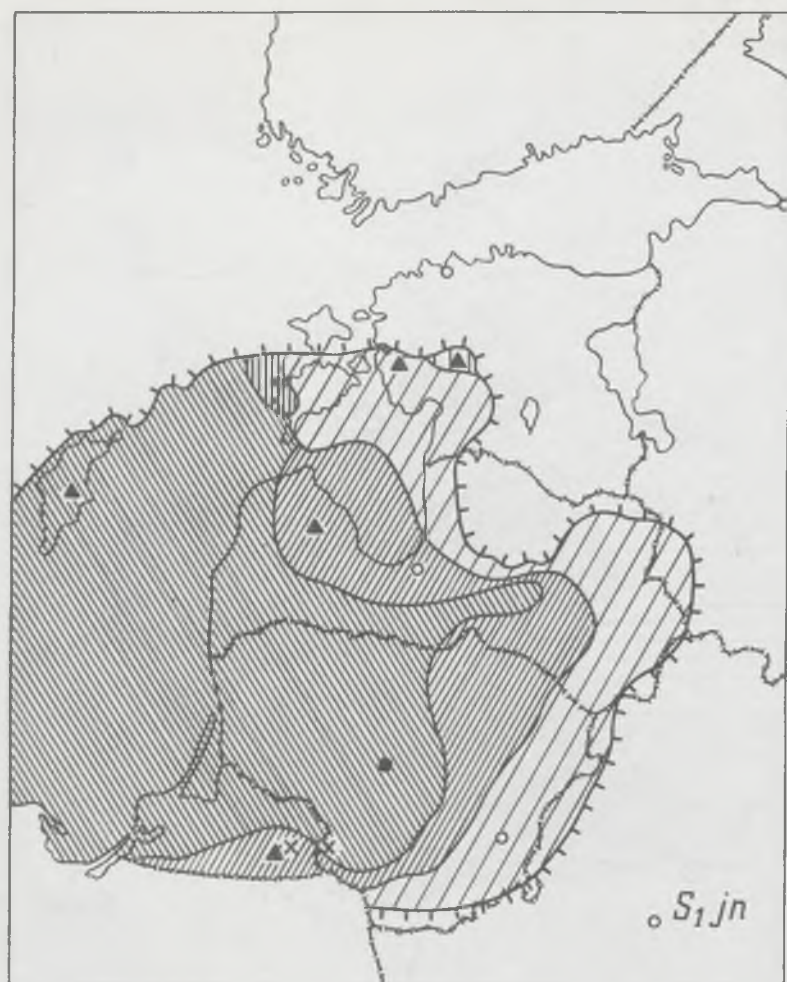
На нахождение отдельных минералов в бассейне влияет также их устойчивость в ходе транспорта в бассейне и распределение по удельному весу. Последнее является теснейшим образом связанным с гидродинамикой среды. На фоне более или менее плавного увеличения или уменьшения содержаний отдельных минералов в отложениях, вырисовываются в бассейне ограниченные районы со значительным повышением содержания некоторых минералов, указывающих на более интенсивный прив-

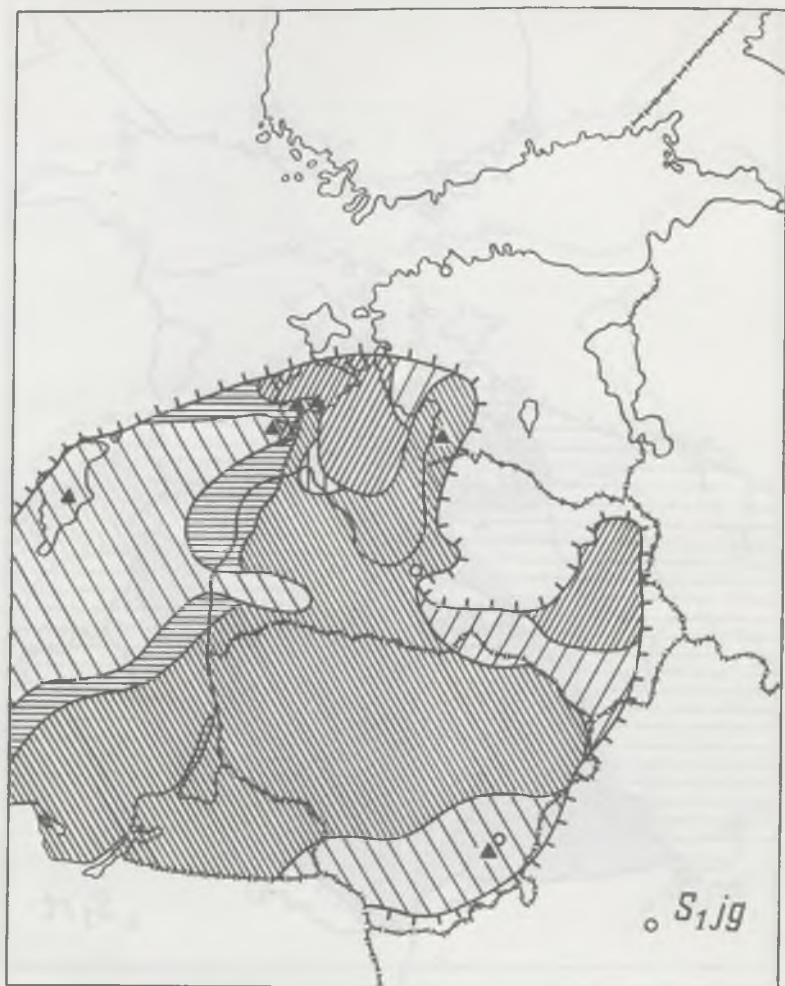


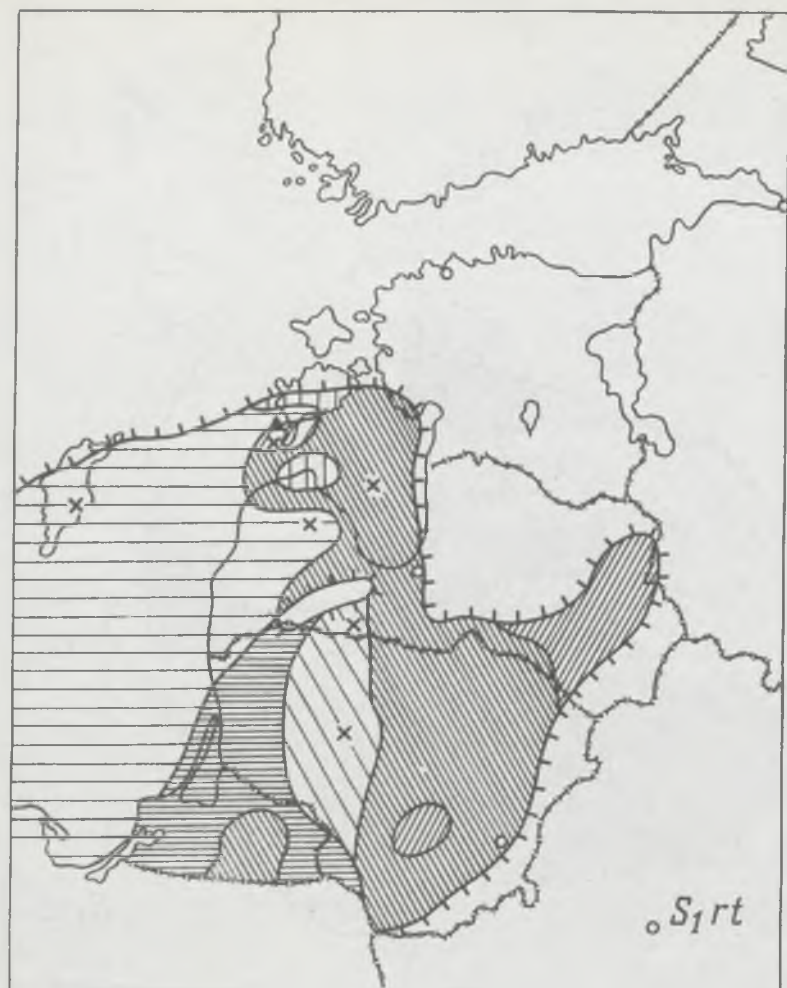
4.6.1. Распределение минеральных ассоциаций в силурийском бассейне Прибалтики (средние содержания по горизонту). Цирконово-гранатовая ассоциация с биотитом $> 20\%$, турмалином $< 10\%$, 2. т.ж. биотит $> 20\%$, турмалин $> 10\%$, 3. т.ж. биотит $< 20\%$, турмалин $> 10\%$, 4. т.ж. биотит $< 20\%$, турмалин $< 10\%$, 5. гранатово-цирконовая ассоциация с биотитом $> 20\%$, турмалином $< 10\%$, 6. т.ж. биотит $> 20\%$, турмалин $> 10\%$, 7. т.ж. биотит $< 20\%$, турмалин $> 10\%$, 8. т.ж. биотит $< 20\%$, турмалин $< 10\%$, 9. содержание полевых шпатов преобладает над кварцем, 10. содержание корунда $< 3\%$, 11. содержание амфиболов и пироксенов $> 2\%$, 12. содержание титанистых минералов $> 20\%$.

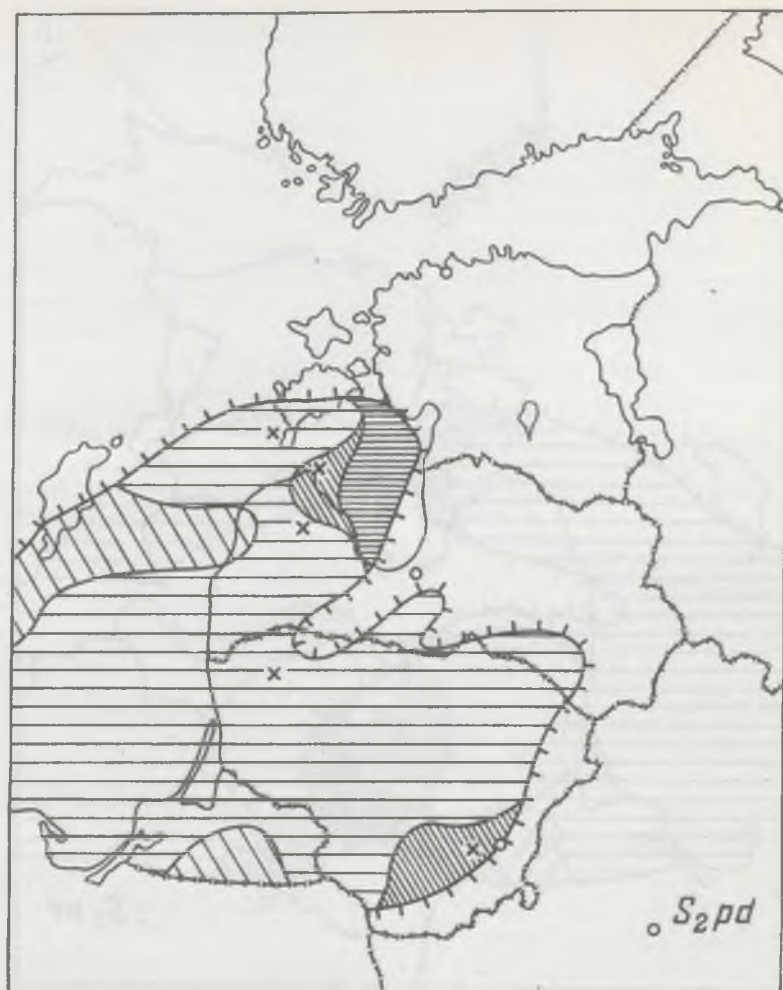


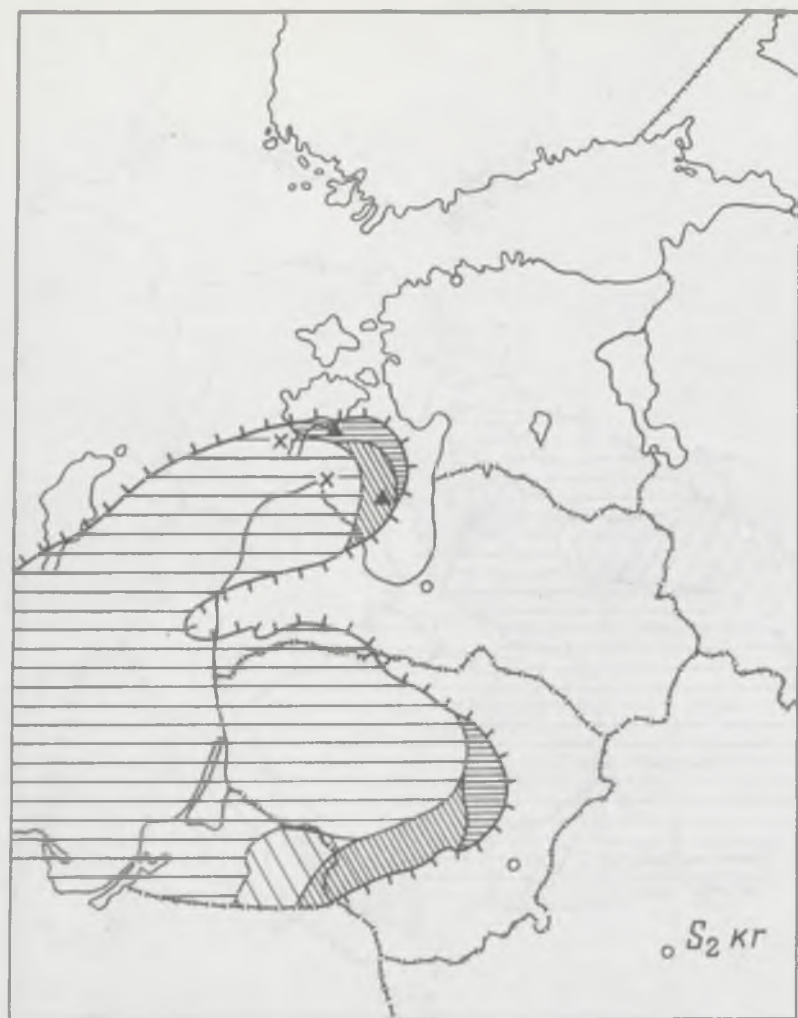


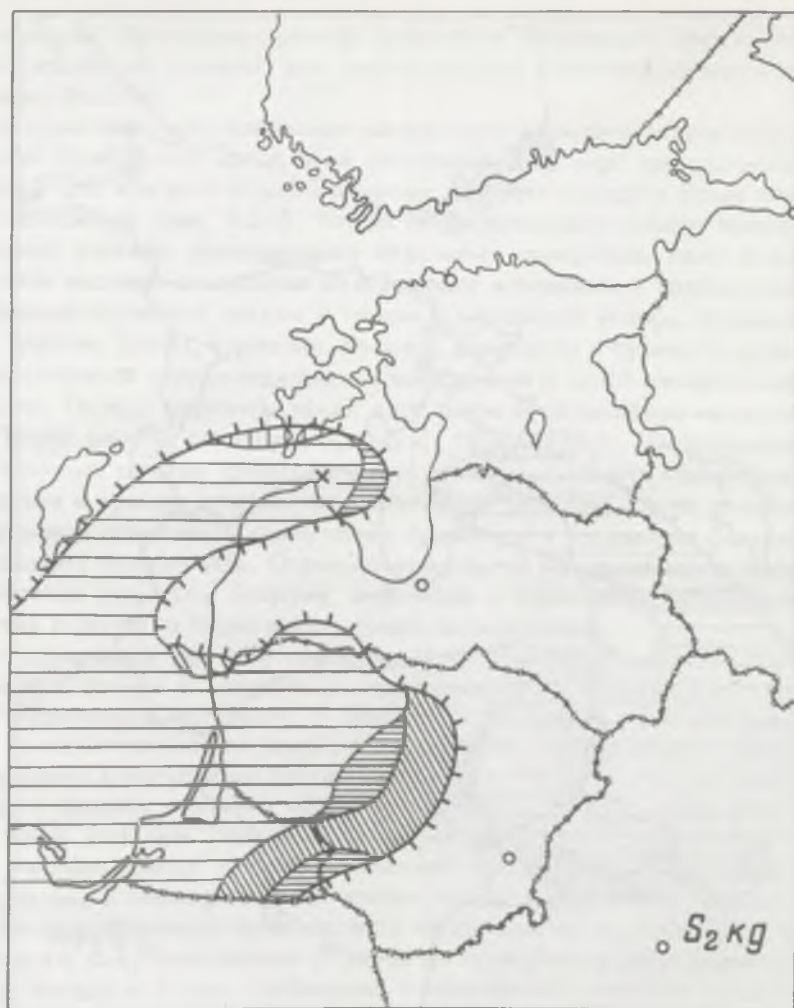














нос течениями. Выяснение ареалов вторжения инородного материала является особенно ценным для реконструкции палеогеографической обстановки бассейна.

Для характеристики изменения минерального состава силурийских отложений Прибалтики нами были составлены ряд карт минеральных ассоциаций для каждого отрезка времени, соответствующего более или менее горизонтам (рис. 4.6.1). Чтобы не загромождать работу многочисленными картами распределения отдельных минералов, нами была выработана система, основанная на комплекс изменений в содержании более распространенных легких и тяжелых минералов (кварц, полевые шпаты, циркон, гранат, турмалин, биотит). Эти карты в сущности отражают соотношения между отдельными минералами в одной минеральной ассоциации. Первые варианты таких карт были опубликованы автором уже в более ранних работах (Юргенсон, 1974, 1976₁). Соотношение кварц: полевых шпатов изображено при значении $<1,0$ его. Преобладание циркона и граната отмечаются различными знаками, также различными знаками отмечаются присутствие турмалина в ассоциации больше 10% и биотита больше 20%. Отдельно отмечаются на картах некоторые эпизодические минералы (корунд, амфиболы и пироксены, титанистые минералы) в случае их более значительной концентрации.

Как отмечалось уже при характеристике отдельных литокомплексов, к началу силура (I комплекс) свойственны более устойчивые минералы в терригенном материале. В северной и восточной части бассейна в ходе более интенсивного накопления алеврита, формировался более разнообразный минеральный состав (рис. 4.6.1). Терригенный материал поступал в бассейн, главным образом, с севера и востока. Этот факт, высказанный уже при описании распределения гранулометрического состава, подчеркивается и с распределением отложений, богатых полевыми шпатами, а также распространением корунда, амфиболов и пироксенов. Некоторая примесь более свежего материала могла поступать и с запада имея в виду повышенное содержание турмалина в ряде разрезов Западной Латвии и Литвы. Небольшая концентрация минерала граната в ограниченном районе в Восточной Латвии (Аташиене) связана, по-видимому, с маленьким выступом в рельефе дна бассейна появляющимся в начале силура.

В терригенном материале райккюлаского горизонта расширяется ареал распространения полевых шпатов, охватывая почти всю северную часть бассейна. Южная граница этого ареала довольно хорошо совпадает с границей между распространением карбонатных пород и мергелей. В ассоциации тяжелых минералов попрежнему преобладает циркон. Расширялась площадь отложений с повышенным содержанием турмалина (рис. 4.6.1). Примесные минералы (титанистые минералы, амфиболы и пироксены), которые в трансгрессивных юруских отложениях были распространены довольно широко, имеют в райккюласких отложениях

ограниченное распространение. Повышенное содержание граната попрежнему отмечается в Восточной Латвии, в районе Нитауре, локализуясь в пределах небольшого выступа. Нахождение корунда связан в основном с восточной и северо-восточной частью бассейна, но впервые появляется он в более значительном количестве и на северо-западе (Охесааре).

Минеральный состав терригенного материала в адавереском горизонте в большей части бассейна резко отличается от нижележащих отложений. Если в нижележащих горизонтах в ассоциации тяжелых прозрачных минералов на первом месте стоял везде циркон, то в адавереском горизонте это место занимает гранат. Ареал преобладания полевых шпатов сокращается, распространяя в основном на северо-востоке бассейна (материковая часть Эстонии) (рис. 4.6.1). Небольшая концентрация полевых шпатов отмечается также в западной части острова Сааремаа (Вики). Граница преобладания полевых шпатов в основном совпадает с границей распространения карбонатных пород на севере бассейна. В той же области отмечается и распространение богатых гранатом отложений, хотя их граница с ареалом цирконово-ассоциацией сдвинута дальше к югу уже в пределах глинисто-карбонатных и глинистых отложений. Второй ареал цирконово-гранатовой ассоциации находится в юго-восточной части бассейна. Надо отметить, что самые высокие концентрации граната встречаются на северо-западе (Эммасте, Виртсу) и юго-востоке (Укмерге).

Хотя отложения адавереского горизонта представляют из себя трансгрессивные отложения, содержание примесных аллотигенных минералов небольшое, как небольшое и содержание алеврита. Они появляются в основном в терригенном материале нижних слоев, но средние содержания увеличены только в более прибрежных районах. Особенно скромным является содержание титанистых минералов.

Как уже было отмечено при описании минералов третьего литокомплекса, адавереское время характеризуется первым, более значительным появлением биотита в силуре. В связи с тем, что эти поступления были лишь кратковременными, их влияние на средние содержания особого значения не имеют, кроме некоторых районов в средней части бассейна (Вики, Колка, Нитауре), где, по-видимому, в это же время существовали неровности дна бассейна, способствовавшие накоплению биотита. Богатый биотитом терригенный материал встречается по нашим данным и в разновозрастных отложениях на самом западе бассейна (остров Готланд), в красноватых мергелях. Основная часть терригенного материала граптолитовых аргиллитов в западной части бассейна характеризуется зрелым составом минералов — преобладанием кварца и цирконово-ассоциации с немного повышенным содержанием турмалина.

В ходе завершающейся трансгрессии и переходе к регрессии, образуется в яниское время довольно четкая зональность в распределении минеральных ассоциаций, прослеживающаяся в большей или меньшей

степени конфигурации бассейна. Как в зональности общего осадконакопления, так и здесь, появляется симметричность в распределении зон между северной и южной частями бассейна. Кварц: полевошпатовое отношение уже нигде не остается ниже одного. Цирконово-гранатовая ассоциация среди тяжелых аллотигенных минералов охватывает большую часть площади бассейна (рис. 4.6.1). Гранатово-цирконовая ассоциация попрежнему характеризует глинистые отложения западной части бассейна, также мергели на острове Готланда. Среднее содержание биотита достигает только в некоторых северных разрезах (Вики, Нурме) более высокий уровень. Распространение примесных минералов, по сравнению с адавереским горизонтом, еще более ограниченное, несмотря на довольно большое содержание алевритового материала, особенно в восточной части бассейна.

Картина распределения минеральных ассоциаций терригенного материала яагарахуских отложений осложняется. Вместо симметрично-зонального распределения встречается пятнистое распределение, отличающееся в северной и южной частях бассейна. Более интенсивное поднятие дна бассейна на севере в ходе общей регрессии обуславливает условия, где на небольшой площади рядом распределяются цирконово-гранатовая ассоциация богатая турмалином и биотитом и гранатово-цирконовая ассоциация, содержащая как турмалин, так и биотит в незначительных количествах (юго-западная часть острова Сааремаа). Преобладающая часть терригенного материала бассейна характеризуется гранатово-цирконовой ассоциацией, местами даже с незначительным содержанием турмалина, указывающей на привнос весьма зрелого выветрелого материала. Только на западе заметно увеличивается привнос биотита. Из примесных минералов отмечается повышенное содержание амфиболов и пироксенов в прибрежных районах как на севере, так и на юге (рис. 4.6.1).

Гранатово-цирконовая ассоциация приобретает все большее значение в терригенном материале роотсикулаского горизонта (рис. 4.6.1). Цирконово-гранатовая ассоциация сохранилась лишь на небольших участках в северной (Вайвере, Охесааре, Колка) и юго-восточной части (Аташиене, Лапес) бассейна. По сравнению с яагарахуским горизонтом расширяется ареал распространения биотита, охватывая большей частью западные разрезы Латвии и Литвы, а также на острове Готланд. Более интенсивный привнос и распределение биотита в западной части бассейна не объясняется, по-видимому, только с фациальным перемещением (биотит обычно переносится в более удаленные от берега районы), а был обусловлен с изменениями в составе исходного материала. Одной из причин могла быть переработка уже отложившегося вулканогенного материала, который при сильном сокращении бассейна оказался в зоне береговой эрозии, где-то в окрестностях Скандинавского полуострова.

Максимальное среднее содержание биотита отмечается в разрезе Павилоста, как в одном разрезе с более глубоководными отложениями.

Из примесных минералов в терригенном материале роотсикюлаского горизонта большое значение приобретает корунд. Имея в виду, что максимальное его содержание связано с отложениями в северо-западной части бассейна (среднее содержание в разрезе Охесааре 19%, максимальное до 95%), где также отмечаются более разнообразный состав тяжелых прозрачных аллотигенных минералов, было высказано мнение (Эйнасто, 1970) о возможной близости палеореки в этой береговой области. С течениями, протекавшими, по-видимому, по внешнему краю шельфа, перемещался корунд дальше к югу, а возможно и к юго-западу (Готланд).

Сложное пятнистое распределение минеральных ассоциаций и асимметричность бассейна, установленные в отложениях яагарахуского и роотсикюлаского горизонтов, заменяется в паадласком горизонте более простой картиной. Как уже было отмечено при описании минерального состава седьмого литокомплекса, трансгрессия, происходившая в начале паадлаского времени не привела с собой особых изменений в минеральном составе терригенного материала, кроме заметного увеличения содержания биотита. В пределах всего Прибалтийского бассейна, господствует гранатово-цирконово-биотитовая ассоциация. Область интенсивного накопления биотита еще больше перемещается к востоку, а на западе появляется терригенный материал с преобладающим цирконом (Вентспилс, Кашино, о. Готланд). Более значительное содержание турмалина отмечается лишь в более прибрежных районах (Рухну, Колка, Приекуле, Лапес) (рис. 4.6.1). Более значительное содержание граната, если оно и встречается (Павилоста, в нижней части горизонта), является только кратковременным. То же можно сказать и в части преобладания полевых шпатов над кварцем (Колка, в некоторых прослоях).

Что касается примесных минералов, то картина в паадласком горизонте не изменяется. Присутствующий в юго-восточной части бассейна корунд имеет, по всей вероятности, местный источник.

Общая картина распределения минеральных ассоциаций мало изменяется и в курессаареском горизонте. Более существенные изменения отмечаются, в основном, в содержании биотита, которое заметно увеличивается. В северной части бассейна повышается и содержание амфиболов и пироксенов, а содержание корунда явно убывает.

Такая же картина сохраняется и в распределении минерального состава в терригенном материале следующих каугатумаского и охесаареского горизонтов. Заметное сокращение седиментационного бассейна не ведет собой заметных изменений в минеральном составе. Преобладающей является гранатово-цирконово-биотитовая ассоциация, а в прибрежных районах прибавляется турмалин. Только в ограниченных участках отмечается повышенное содержание граната (рис. 4.6.1).

Подытоживая вышеизложенный материал можно выявить некоторые общие закономерности в площадном распределении минералов терригенного материала в силуэте.

Более интенсивное накопление полевых шпатов (преобладание над кварцем) связано, в основном, с карбонатными отложениями, содержащими терригенного материала не больше 50%. Преобладание полевых шпатов состоялось только в течение образования отложений юурского, райккюлаского и адавереского горизонтов, и лишь в северной части бассейна. Позже имели место только кратковременные их концентрации.

Среди тяжелых минералов обнаружено самое широкое распространение гранатово-цирконовой ассоциации (циркон>гранат>турмалин>биотит). В большинстве случаев, особенно в зоне известняков и мергелей, преобладает в этой ассоциации турмалин над биотитом, а в зоне глинистых мергелей и глин, биотит над турмалином.

Начиная с паадлаского горизонта значение биотита быстро растет, можно говорить о гранатово-цирконово-биотитовой ассоциации, особенно в зоне мергелей.

Цирконово-гранатовая ассоциация (гранат>циркон>турмалин>биотит) появляется впервые в юурском и райккюласком горизонтах южнее Локновского выступа. Максимальное появление цирконово-гранатовой ассоциации связано с терригенным материалом адавереского и яаниского горизонтов. В отличие от полевых шпатов, значительное накопление граната отмечается даже в зоне глинистых мергелей (яаниский горизонт). Начиная отложениями паадлаского горизонта цирконово-гранатовая ассоциация фигурирует редко.

Титанистые минералы, в первой очереди рутил, почти везде присутствуют среди тяжелых минералов терригенного материала. Более широкое распространение отмечено в отложениях нижнего силура, достигая и более глубоководные фации. Начиная с паадлаского горизонта их распространение ограничивается, главным образом, с зоной карбонатных отложений.

Амфиболы и пироксены больше связаны с прибрежными карбонатными фациями. Только во время ниже- и верхне-лландоверийской трансгрессий их распространение достигает и фации мергелей.

Накопление корунда связано большей частью с карбонатными фациями. Максимальный привнос корунда в бассейн состоялся в течение яагарахуского, роотсикюлаского и паадлаского времени, когда его распространение, в виде сравнительно узкой полосы, отмечается за пределами зоны карбонатных отложений.

Что касается связи между распределением тяжелых минералов и алевроитовой фракцией, то она существует, но не всегда выражена особой ясностью. Явная положительная корреляция существует между алевроитовым материалом и числом видов тяжелых минералов, поэтому можно сказать, что чем ближе к берегу, т.е. в зоне с повышенным содер

жанием алеврита, тем многочисленными видами представлены тяжелые минералы.

Судя по картине распределения отдельных минералов в бассейне, особенно граната, корунда, а также полевых шпатов, можно установить три главных направления притока терригенного материала (рис. 4.6.1 и 6.1.1). Это с северо-запада, северо-востока и юго-востока. Возможный приток с юго-запада существенного влияния на минеральный состав алевритовой фракции не оказал. Какой-то роль играл Локновский выступ, особенно в накоплении граната в нижнем силуре.

5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Большинство химических анализов силурийских карбонатных пород Эстонии сделаны в пратических целях (карбонатные породы как полезные ископаемые). Поэтому были охвачены исследованием, главным образом, породы, залегающие неглубоко от поверхности земли. Лишь в последние десятилетия изучены более глубокозалегающие спои в связи с общей характеристикой пород в многочисленных буровых скважинах. Одной из работ, характеризующей химический состав эстонских карбонатных пород в целом (ордовикские и силурийские), можно назвать исследование проведенное коллективом сотрудников Управления геологии ЭССР (П. Вингисаар, Х. Гулова, Т. Кийпли, В. Таалманн), результаты которого представлены в виде нескольких отчетов, а также опубликованы в статьях (Вингисаар и др. 1974, 1979, 1981; Кийпли и др., 1984). Преобладающая часть анализов выполнялась из разных известняков и доломитов, доля мергелей и домеритов не превышает 2–3%. Использован как спектральный, так и сокращенный химический анализ.

Что касается силурийских отложений в Латвии и Литве, где их глубокое залегание исключает их использование в практических целях, то число химических анализов, проведенных до сих пор, сравнительно скудное, ограничиваясь, в основном, с общей характеристикой пород.

Геохимические исследования автора данной работы, выполненные по силурийским породам Прибалтики, начались в конце пятидесятых и начале шестидесятых годов. Их надо смотреть как одну часть общелитологических исследований, посвященных известнякам и доломитам Эстонии (Юргенсон, 1959, 1961, 1966, 1967, 1970). В то же время были начаты и специальные работы по отдельным компонентам этих пород (железо) (Юргенсон, 1960), кремнезем (Юргенсон, 1974).

В ходе первых исследований выяснилось, что кроме общей геохимической характеристики пород, целесообразно анализировать отдельно карбонатную и терригенную (нерастворимой) части пород, в частности для выяснения их генезиса. В работах, затрагивающих карбонатную часть были исследованы, в основном, распределение и соотношения CaO и

MgO (Юргенсон, 1970, 1973) (см. также стр. 47); в меньшей мере и распределение микроэлементов (Юргенсон, 1971). В терригенном материале анализировались закономерности распределения как макро-, так и микрокомпонентов* (Юргенсон, 1970, 1971, 1982). Основная часть анализов проведена в химической и спектральной лабораториях Института геологии АН ЭССР, меньше было использовано анализов химической лаборатории Кафедры неорганической химии Таллинского Политехнического Института и спектральной лаборатории УГ ЭССР.

5.1. Средний химический состав силурийских пород Прибалтики

Описывая процесс карбонатонакопления силурийских отложений мы коротко останавливались и на их химическом составе (CaO , MgO , Fe_2O_3 , MnO_2 , Sr). Анализируя средний химический состав пород (таблица) бросается в глаза его зависимость от содержания терригенного материала (нерастворимого остатка). Основная часть макроэлементов, а также и часть микроэлементов является типичными кластофильными элементами, принимая участие в образовании терригенных минералов. Такими элементами являются кремний (исключая аутигенный кремнезем), алюминий, титан, часть железа, магния и марганца, натрий, калий, барий, хром, никель, галлий, цирконий, ванадий. Положение кобальта, меди и свинца не всегда ясно. Иногда они хорошо коррелируются с терригенным материалом, иногда с карбонатной частью, но больше всего нет четкой связи определенными компонентами пород.

Содержание SiO_2 колеблется обычно от 0,5 до 6–7% в известняках и доломитах (табл. 5.1.1). В чистых известняках яагарахуского горизонта (криноидные известняки) SiO_2 не было обнаружено. В известняках, содержащих кремневые конкреции, его количество достигает 11–12%. В мергелях и домеритах содержание SiO_2 колеблется обычно в пределах 20–40% и достигает свой максимум в глинах и граптолитовых аргиллитах 50–65%. Приблизительно в таких-же соотношениях растет содержание Al_2O_3 : в известняках и доломитах оно колеблется между 0,5 и 2%, в мергелях и домеритах – 3–9% и в глинах – 10–18%.

Содержание общего железа ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$) также растет от чистых известняков и доломитов к глинистым породам, но по сравнению с кремнием и алюминием увеличение в содержании менее значительное, зато появляются большие колебания в пределах одного типа пород. Минимальные содержания железа в чистых известняках остаются в пределах

* Макрокомпонентами или макроэлементами считаются в данной работе элементы, содержание которых в среднем больше одной сотой процента, а микрокомпонентами или -элементами – ниже одной сотой процента

Средний химический состав силурийских пород, % и г/т

Типы пород	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
Северная часть									
Известняки	80	3,10	0,80	0,05	1,10	48,68	3,05	0,38	0,04
Доломиты	54	4,00	1,63	0,05	0,92	30,35	18,00	0,70	0,05
Мергели	75	23,90	5,20	0,13	2,81	36,90	2,85	1,95	0,05
Домериты	72	22,30	4,95	0,15	2,60	22,00	12,24	1,66	0,04
Глины	31	51,05	14,51	0,53	4,64	9,00	4,01	4,35	0,17
Южная часть									
Известняки	55	5,71	1,12	0,06	2,14	48,64	1,12	0,40	0,02
Доломиты	49	4,53	1,80	0,08	2,20	29,88	18,00	0,41	0,08
Мергели	70	30,70	7,27	0,30	3,12	30,40	3,13	0,84	0,20
Домериты	68	25,84	8,28	0,37	4,63	18,83	10,27	2,16	0,15
Глины	42	56,09	16,16	0,62	4,74	5,58	5,95	3,03	0,38
Граптолитовые аргиллиты	11	61,70	16,93	0,25	4,15	3,47	5,70	4,10	0,20
Метабентониты (смешанослой- ные) из всей Прибалтики	9	52,20	18,90	0,40	3,20	3,10	4,60	7,00	0,70

сотых долей процента, в чистых доломитах (стекольные доломиты по данным Т. Кийпли, 1981) около 0,1–0,2%. Максимальные содержания железа связаны, как правило, с пиритизацией пород, и могут в таких исключительных случаях достигать 20% и больше. Отношение трехвалентного и двухвалентного железа, в большинстве случаев, остается ниже 1, только в красноцветных породах, и породах, находящихся в зоне выветривания оно выше 1.

Содержание титана колеблется в известняках и доломитах от 0,03 до 0,07%, в мергелях и домеритах оно увеличивается иногда до 0,30%, а в глинах — до 0,70%. Как силиций и алюминий, более значительные его содержания отмечаются в более глубоководных отложениях бассейна.

Ниже одного процента остается и содержание K₂O в известняках и доломитах. В мергелях и домеритах оно 1–3%, в глинах — до 5%. Еще меньше содержание Na₂O, которое в большинстве случаев остается ниже одной десятой процента. Только в глинистых породах из более глубоководной фации оно может достигать до 0,50%. Максимальные содержания K₂O и Na₂O установлены в метабентонитовых прослоях, где K₂O в гидрослюдистых глинах достигает до 10% и Na₂O до 2%. Как выяснилось в ходе анализов (Утсал, Юргенсон, 1971), часть K⁺ и Na⁺ присутствует в метабентонитах в адсорбированном виде.

Химический состав граптолитовых аргиллитов весьма сходный с химическим составом глин, по макроэлементам. Основным отличающим

MnO ₂	SO ₃	n.n.n.	C _{opr.}	n	Sr	Ba	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Ca	V	Zr
бассейна (Эстония)														
0,02	0,14	42,00	0,18	68	372	50	15	0,7	11	6	8	3	8	17
0,03	0,16	45,00		49	230	70	13	2	12	4	9	3	7	16
0,04	0,26	26,00		60	310	80	44	12	26	12		6	24	21
0,04	0,18	33,60		60	219	58	31	12	24	11	10	6	18	19
0,03	0,25	8,46		31	172	80	70	14	46	22	10	14	48	70
бассейна (Латвия, Литва)														
0,02	0,46	40,40	0,25	55	332	60	19	1	13	3		3	3	18
0,02	0,50	42,56		49	190	30	15	0,7	13	3		2	4	18
0,05	0,75	23,33	0,65	56	340	90	42	6	25	14		6	9	32
0,06	0,20	24,20	0,89	61	228	60	41	7	26	12		7	22	28
0,06	1,68	5,70	1,10	42	145	80	80	16	55	25	22	8	65	60
0,03	0,80	2,67	6,00	11	285	148	126	10	42	29		9	98	48
x	x	9,90		7		160	20	7	29	14	17		34	205

параметром является их высокое содержание органического углерода, иногда до 12%. Увеличено также содержание силиция, но калия содержится меньше, чем в обычных глинах.

Сравнивая среднее содержание макроэлементов в северной (более прибрежной) и юго-западной (более глубоководной) частях бассейна можно констатировать сравнительно однородный состав однотипных пород (табл. 5.1.1). В связи с преобладанием более глинистых отложений в более глубоководной части бассейна, объяснимо, по-видимому, и некоторое повышение в содержании в них кластофильных элементов.

Средний химический состав карбонатных и глинистых пород в литосфере Земли определялся многими исследователями (Turekian, Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962; Ронов и др., 1967; Беус, Григорян, 1975). Несмотря на использованный обширный аналитический материал существуют небольшие различия между средними составами, представленными разными авторами.

Сравнивая средние содержания Прибалтийских карбонатных пород, можно отметить сравнительно высокое содержание Fe⁺⁺⁺, превышавшее в несколько раз среднее содержание по Турекиану и Ведыполю (табл. 5.1.2). Надо отметить, что высокое содержание Fe⁺⁺⁺ получено для всех эстонских карбонатных пород и исследователями Эстонского Геологического управления (Вингисаар и др., 1979) — 1,71–3,28. Имея ввиду сравнительно низкие содержания Si и Al, объясняется обогащение пород

Таблица 5.1.2

Средние содержания основных макроэлементов, г/т

	Si	Al	Fe ⁺⁺⁺	Ti	Ca	Mg	K	Na
Карбонатные породы								
Турекиан, Ведыполь, 1961	2,4	4,2	0,38	0,04	30,2	4,7	0,27	0,04
Беус, 1975	3,4	0,96	0,86	0,12	32,5	4,6	0,28	0,25
Силур Прибалтики, n=41	2,0	0,71	2,29	0,04	28,3	6,0	0,38	0,04
Глины								
Турекиан, Ведыполь, 1961	7,3	8,0	4,72	0,46	2,21	1,5	2,66	0,96
Виноградов, 1962	23,8	10,45	3,33	0,45	2,53	1,34	2,28	0,66
Ронов и др., 1967	23,0—25,6	6,8—7,6	4,0—4,4	0,4	8,5—9,5	2,6—2,9	3,7—4,1	0,6—0,7
Силур Прибалтики, n=20	25,5	8,1	6,7	0,3	5,2	2,9	3,1	0,2

железом, в основном, присутствием сульфидных, окисных и гидроокисных соединений. Сравнительно высокое содержание магния и низкое содержание кальция указывают, по-видимому, на относительно большое значение доломитов среди силурийских карбонатных пород.

Средние содержания элементов в силурийских глинах Прибалтики существенно не отличаются от средних содержаний вычисленных для всех глин литосферы (табл. 5.1.2). Относительное обогащение железом имеет аналогичные причины, как в карбонатных породах.

Из микроэлементов ограничивались мы в данной работе следующими более распространенными в силурийских породах элементами: Sr, Ba, Cr, Ni, Co, V, Ga, Pb, Zr (табл. 5.1.1). Факторы, определяющие их содержание в породах могут быть разными и несмотря на их общую тенденцию увеличения содержания в более глинистых породах, могут состоящие изменения лишиться такого закономерного характера, как это появляется у макроэлементов. Как показали исследования Т. Кийли (1984), многие из названных микроэлементов встречаются как в терригенной (кластофильные), так и в аутигенной группе. Лишь Ba, Zr и Cr принадлежат, по его мнению, только к первой группе. Насчет барий это кажется еще сомнительным. Корковидные образования барита, найденные во вторичных доломитах яагарахуского горизонта, не исключают возможности его нахождения в аутигенной группе.

Обстановка распределения многих микроэлементов усложняется и потому, что они встречаются как в адсорбированном виде (V, Ga, Co, Ni, Cu), так и в составе разных минералов. Микроэлементы, как хром, барий и цирконий, а частично и титан, связаны с акцессорными тяжелыми мине-

Таблица 5.1.3

Средние содержания основных микроэлементов, г/т

	Sr	Ba	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Ga	V	Zr
Карбонатные породы										
Турекиан и Ведыполь, 1961	610	10	10	0,1	20	4	9	4	20	19
Силур Прибалтики n=150	280	60	20	1,9	15	6	9	3	15	18
Вингисаар и др., (ордовик и силур) 1979	330	110	17		9	5,5		2,6		
Глины										
Турекиан и Ведыполь, 1961	300	58	90	19	68	45	20	19	130	160
Силур Прибалтики n=30	154	80	80	14	48	24	15	10	55	70

ралами, распределение которых в бассейне не зависит только от типа пород, а часто определяется гидродинамическими закономерностями. Такие концентрации могут быть, например, у барий в некоторых тонко-слоистых известняках и мергелях роотскиюлаского горизонта, как в прибрежных, так и склоновых фациальных зонах. Содержание микроэлементов, которые преимущественно связаны с глинистыми минералами (Ga, V) явно увеличивается в сторону глинистых пород.

В метабентонитах отмечается повышенная концентрация микроэлементов, особенно циркония, ванадия, а местами и свинца и хрома. Учитывая сравнительно однообразный минеральный состав алевритовой фракции метабентонитов (см. стр. 101), является большинство из микроэлементов, кроме циркония, а, возможно, и галлия, связанными с глинистыми минералами. Часть хрома и меди, по всей вероятности, и с железистыми минералами (пирит и др.). Содержание и состав микроэлементов не одинаковый во всех метабентонитовых слоях. Особенно богатыми микроэлементами являются некоторые прослои в яаниском горизонте, также отмечаются повышенные содержания в некоторых западных разрезах.

Сравнивая средние содержания микроэлементов силурийских пород с кларковыми содержаниями вычисленными К. Турекианом и К. Ведыполем для карбонатных пород и глин (табл. 5.1.3) выясняется, что содержание большинства элементов остается в пределах кларков или немного ниже. Надо отметить, что при вычислении средних данных для силурийских карбонатных пород были включены кроме известняков и доломитов и известковистые мергели и доломитистые домериты. При вычислении средних содержаний глин не были включены метабентониты

и граптолитовые аргиллиты. Содержания стронция, никеля и ванадия в силурийских карбонатных породах остаются ниже кларков, в то же время как содержания бария, хрома и кобальта выше. В глинах содержание хрома и кобальта ниже кларков, а содержание бария приближается к кларковому. Содержание никеля, меди, ванадия и циркония намного ниже кларков.

5.2. Макроэлементы в нерастворимом остатке и фациальная зональность

Имея в виду кластогенный характер многих элементов составляющих силурийские породы Прибалтики, оказалось целесообразным также исследовать химический состав терригенного компонента пород (Юргенсон, 1970, 1982). В результате этих исследований стало возможным более четко прослеживать поведение некоторых элементов в разнофациальных условиях. Естественно, что химический состав терригенного материала во многом зависит от его гранулометрического спектра. При значительном содержании более грубозернистых фракций заметно увеличивается и содержание SiO_2 . Анализ отдельных фракций показало, что алевритовая фракция содержит до двух раз больше SiO_2 и трех раз больше Na_2O , чем тонкопелитовая фракция (табл. 5.2.1). В то же время содержание окиси алюминия, железа и магния в тонкопелитовой фракции больше около 2—3 раза. Только в содержании окиси калия разница небольшая.

Кроме гранулометрии определяется химический состав терригенного материала различиями в минеральном составе, особенно в более грубозернистых фракциях. Взяв за основу упрощенные калькуляции иллита и полевых шпатов (Armands, 1972), по которым иллит сложен из 45% SiO_2 , 35% Al_2O_3 , 9% K_2O и 4,5% Fe_2O_3 , а полевой шпат из 65% SiO_2 , 18% Al_2O_3 , 15% K_2O и 2% Na_2O , выясняется, что при общем содержании

Таблица 5.2.1

Химический состав терригенного материала, %

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	п.п.п.
Средний состав нефракционированного материала n=40	64,8	17,0	0,8	2,2	2,0	0,2	2,2	4,9	0,2	5,9
фр. 0,01—0,25 мм n=15	80,7	10,8	0,3	0,6	0,8	0,3	0,9	4,5	0,6	0,9
фр. 2 n=40	52,4	22,7	0,8	3,4	2,3	0,4	4,0	5,4	0,2	9,7
иллит n=4	51,2	25,9	0,5	4,6	1,7	0,2	2,8	6,1	0,5	7,5

SiO_2 65% остается около 40% на кварца и 2,5% Fe_2O_3 на аутигенные минералы, биотит и хлорит. В терригенном материале красноцветных пород содержание Fe_2O_3 общ. может достигать до 7–8% (в фр. $<2\mu$ до 11–12%) в среднем, причем около три четверти из этого идет на счет гематита и гидрогематита (Юргенсон, 1976).

Калии и натрии почти полностью входят в состав полевых шпатов и глинистых минералов (иллит, биотит). Чем меньше содержит терригенный материал алевроитовой фракции, тем больше похож его химический состав на состав глинистых минералов, в основном иллита (табл. 5.2.1). Низкое содержание натрия говорит в первой очереди о скромном присутствии полевых шпатов. Существует прямопропорциональная корреляция между содержаниями натрия и полевых шпатов. Связывается низкое содержание натрия, в основном, с далекоразвитой выветрелостью исходного для осадкообразования материала (переотложение осадочных пород).

Несколько своеобразной является картина распределения SiO_2 в случаях, когда в отложениях присутствует в большом количестве аутигенный кремнезем (хальцедон, опал), особенно в виде конкреций, как это установлено в райккюласком горизонте в северной части бассейна. Содержание SiO_2 увеличивается в нерастворимом остатке до 70–85%, из которого больше 20% составляет аутигенная фаза.

Прослеживание содержания аутигенного кремнезема в разрезе Прибалтики отмечаются три максимума (рис. 5.2.1), из которых самым большим является максимум в пределах райккюлаского-адавереского горизонтов. Те же максимумы, но более слабые, выражены и в распределении SiO_2 в нерастворимом остатке пород. Надо отметить, что если максимальное накопление SiO_2 -терригенного больше связано с трансгрессивными стадиями осадконакопления, то SiO_2 -аутигенный образуется больше в регрессивных стадиях (Юргенсон, 1984), особенно если проследивать циклы более низкого порядка. Появление коллоидной фазы SiO_2 в осадке, по-видимому, объясняется растворением силикатных минералов в щелочной среде карбоната накопления.

Вторым источником аутигенного кремнезема в силурийском бассейне был вулканический материал, принесенный в виде пепла, образовавший метабентонитовые прослои. При сравнении встречаемость метабентонитовых прослоев в разрезе со средними содержаниями аутигенного кремнезема по горизонтам, отмечается совпадение обоих максимумов (рис. 5.2.1).

С целью выяснения фациальных изменений отдельных элементов изучался химический состав тонкопелитовой фракции (фр. $<2\mu$), распространяющейся везде в терригенном материале, как в более прибрежных, так и в глубоководных фациях. Сравнивая средний химический состав всего терригенного материала с химическим составом тонкопелитовой фракции, отмечается, в первой очереди, уменьшение содержания SiO_2 , в



5.2.1. Среднее содержание кремнезема в силурийских отложениях Прибалтики. I. Содержание SiO_2 : а) в карбонатных породах, б) в глинах; II. Содержание SiO_2 в фр. $< 2\mu$; III. Содержание минералов аутигенного кремнезема в алевроитовой фракции терригенного материала: а) терригенный материал карбонатных пород, б) то же глин; IV. Относительная интенсивность накопления вулканогенного материала.

то время, как содержание всех остальных компонентов увеличивается. Незначительными являются изменения в содержании натрия. В результате этого отмечается в тонкопелитовой фракции и повышенные отношения $Al_2O_3 : Na_2O$. Повышенными являются также соотношения $Fe_2O_3 : FeO$.

Фациальная зональность бассейна осадконакопления отражается в химическом составе тонкопелитовой части, главным образом в отношении неподвижных элементов к подвижным. Более детальные исследования были проведены в этой области в свое время Т. Фогтом (Vogt, 1927) с глинистыми сланцами Норвегии. Малоподвижными элементами считаются алюминий и калий и подвижными — магний, натрий и кальций. С увеличением выветрелости терригенного материала увеличивается в нем содержание малоподвижных элементов. Для вычисления соответствующего соотношения все компоненты были пересчитаны на молекулярные проценты, причем из расчетов были исключены силиций и титан.

Полученные отношения колеблются в пределах 1,5—8,5, чаще всего 2—3. Увеличение происходит от мелководных фациальных зон в сторону относительно глубоководных (Юргенсон, 1982). Вследствие ограниченной площади Прибалтийского силурийского бассейна, изменения значений отношений небольшие и переходы между отдельными фациаль-

ными зонами сплавные. В вертикальном разрезе проявляется незначительная тенденция уменьшения менее подвижных элементов в более молодых отложениях.

Фациальная структура бассейна отражается также в содержании железа. Учитывая приуроченность железа к тонкопелитовой фракции, естественно и увеличение его содержания в более глинистых отложениях. Заметное возрастание роли железа происходит уже на границе мелководной и переходной (склоновой) зон, где значительно повышается количество двухвалентного железа. Если отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ колеблется в мелководных отложениях от 1,2 до 3,0, то в относительно глубоководных отложениях оно обычно около 0,4–1,5. Исключение составляют красноцветные глинистые отложения, где значение $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ всегда высокое, до 10. С другой стороны, уменьшается отношение в известковых алевролитах (ниже 0,4), образовавшихся в близких к береговой зоне участках бассейна.

5.3. Микроэлементы и фациальная зональность

Содержание микроэлементов в нерастворимом остатке в большинстве случаев превышает их содержание в породе (табл. 5.3.1), кроме стронция, содержание которого в нерастворимом остатке уменьшается. Содержание бария увеличивается почти в два раза, причем его концентрация в нерастворимом остатке мергелей и домеритов даже больше, чем в глинах. Еще более значительная разница отмечается в содержании хрома, но здесь содержание в нерастворимом остатке меньше отличается от содержания в глинах. Такое распределение бария и хрома, по-видимому, говорит о разнофациальной концентрации обоих элементов.

Повышенное содержание бария, как правило, связано с переходной фациальной зоной, где в основном распространяются мергели и комковатые известняки. С другой стороны, барий является элементом, максимальные накопления которого явно связаны с регрессивными отложениями в силурийском бассейне.

Таблица 5.3.1

Средние содержания микроэлементов в нерастворимом остатке, г/т

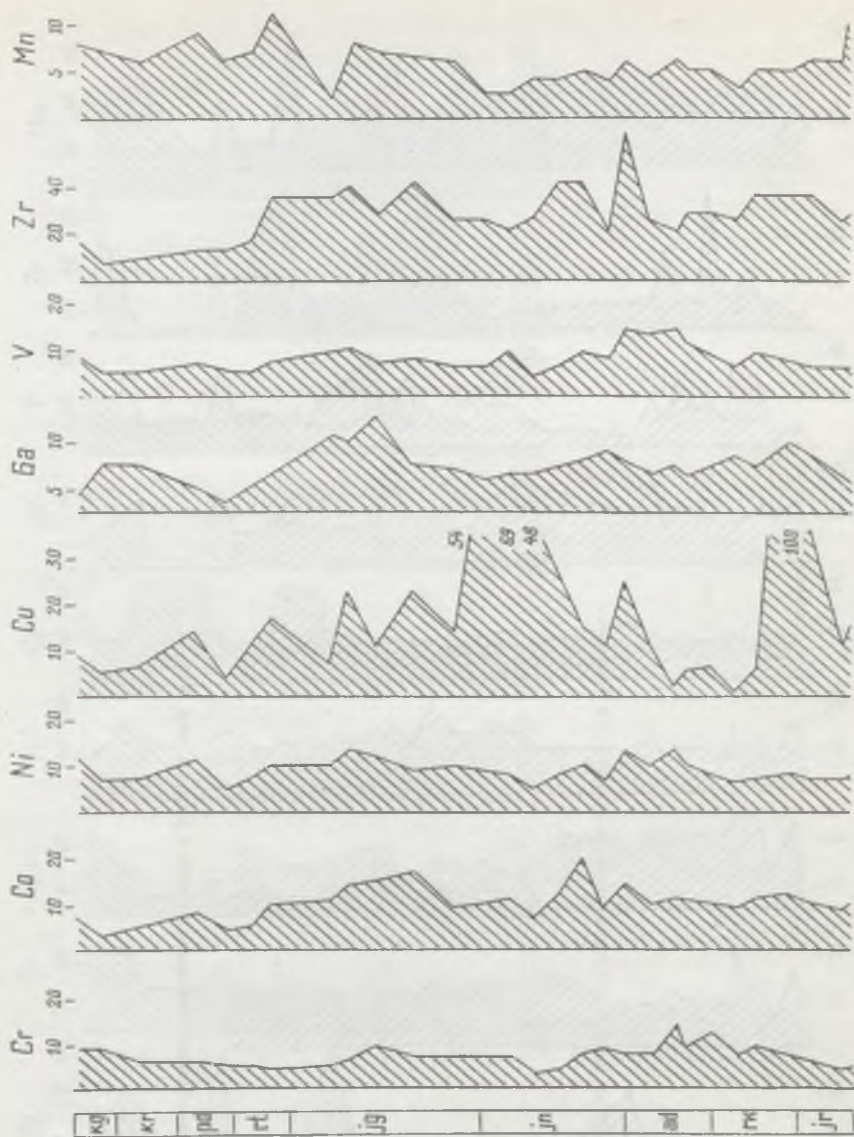
	Sr	Ba	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Ga	V	Zr	Mn
н.о. известняков и доломитов п 23	86	130	104	10	44	82	92	8	41	38	343
н.о. мергелей и домеритов п 23	78	209	112	13	46	21	21	8	61	86	258

В более северных разрезах силурийского бассейна максимальные содержания бария (360 г/т) связаны с нерастворимым остатком райкюласких пород. Везде в бассейне отмечаются максимумы в ягараху-ском и рэотсикюласком горизонтах, в верхней части паадлаского горизонта или в курессаареском горизонте, а также в верхней части каугатумаского и охесаареского горизонтов (до 260 г/т).

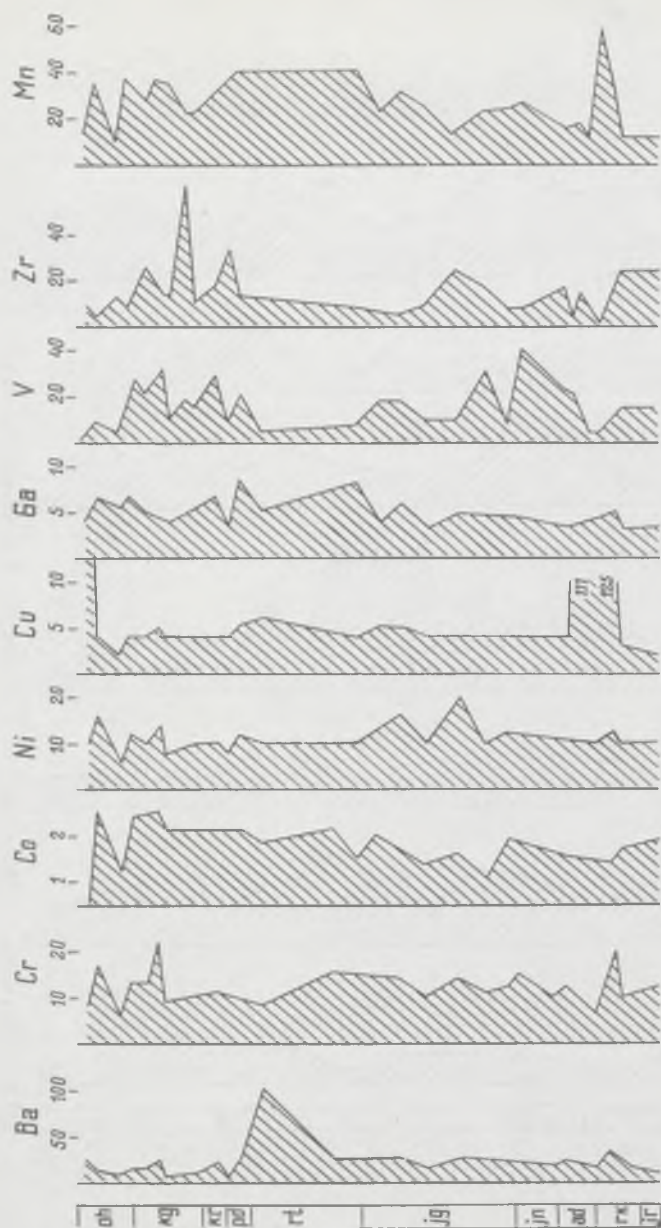
Аналогично с содержанием хрома увеличивается в нерастворимом остатке и содержание кобальта и никеля в 3—5 раз. Все эти элементы являются кластогенными элементами, поэтому совпадение ритмичности в их накоплении в разрезе с ритмичностью накопления терригенного материала не требует особых объяснений. Преобладание глинистых фаций среди адавереских, яаниских, а частично и в ягараху-ских отложениях, сопровождается с максимальным распределением хрома, кобальта и никеля (рис. 5.3.1, 5.3.2, 5.3.3). Второй максимум в содержании этих элементов связан с глинистыми отложениями паадлаского горизонта и третий находится в нижней части каугатумаского горизонта. Кроме названных концентраций отмечается у этих элементов (также у марганца) в преобладающей части исследованных разрезах повышенное содержание в самых нижних слоях силура. Это повышение обусловлено, по всей вероятности, не только большой глинистостью осадочного материала, но и с общим повышением содержания микроэлементов в принесенном крупной трансгрессией материале.

Повышенные концентрации хрома (280 г/т), кобальта (26 г/т) и никеля (110 г/т) встречаются и в нерастворимом остатке некоторых красноцветных мергелей, где они, по-видимому, связаны с соединениями железа, хотя по данным Т. Кийпли (Кийпли и др., 1984) не существует хорошей корреляции между ними и железом. Лучшая корреляция существует между хромом и алюминием, которое обстоятельство позволило некоторым авторам (Hirst, 1962; Moore, 1963) прийти к выводу о нахождении хрома в иллите. Но концентрация хрома в некоторых участках мелководной фации явно говорит о том, что часть хрома связана с аксессуарными минералами в более грубозернистых фракциях.

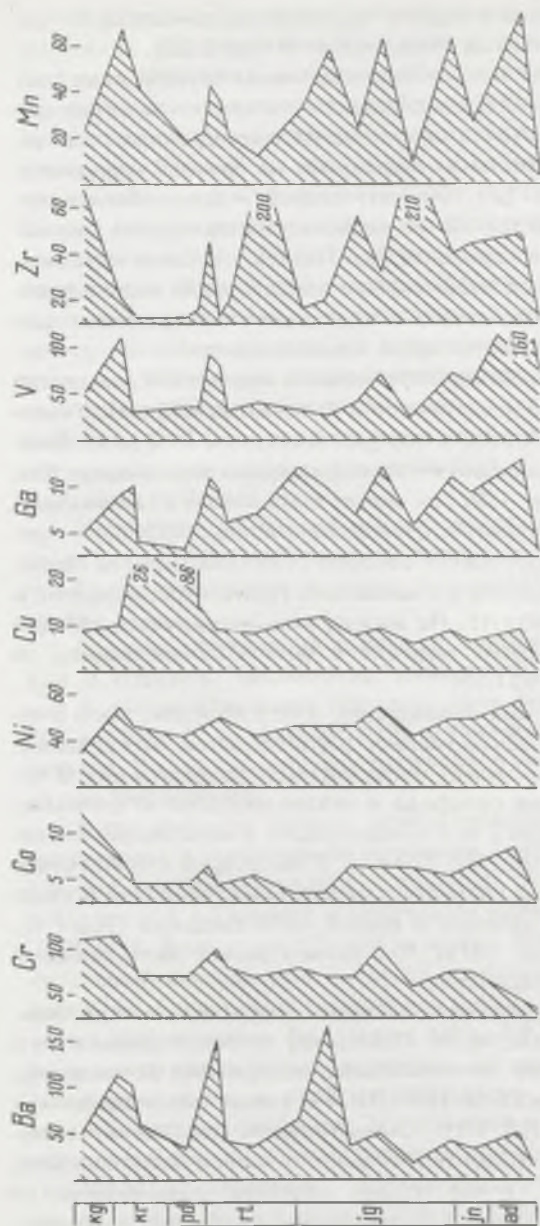
К группе хром-никель-кобальт часто присоединяется и медь, особенно в нерастворимом остатке пестроцветных пород (до 125 г/т). Но поведение меди в остальных отложениях отличается от хрома, никеля и кобальта. В нерастворимом остатке некоторых карбонатных пород содержится меди почти в таком же количестве, как в породе (в мергеле каугатумаского горизонта в южной части бассейна 42 г/т, в его нерастворимом остатке 50 г/т), а иногда и меньше. Как показали исследования В. К. Лукашева и Т. Н. Симуткиной (1976), медь может присутствовать в породах как в виде включений в окислах железа, так и частично в виде карбонатов. В обоих случаях она легко удаляется в процессе растворения. В большинстве случаев происходит, по нашим данным, до десятикратное увеличение в нерастворимом остатке. Установлена хорошая



5.3.1. Распределение микроэлементов в разрезе скв. Каугатума. Содержание в г/т.



5.3.2. Распределение микроэлементов в разрезе скв. Колка.



5.3.3. Распределение микроэлементов в разрезе скв. Укмерге.

корреляция между содержаниями меди и трехвалентного железа ($r =$ до 0,98), но с двухвалентным железом связь слабая ($r =$ до 0,50).

Максимальное накопление меди в нерастворимом остатке отмечается в более глинистых породах образовавшихся в неглубоководных фациях. Максимумы располагаются в основном на трех уровнях разреза. Первый из них связан с глинистыми прослоями на границе юруского и райккюлаского горизонтов (до 100 г/т), второй — в мергелях яни-ского горизонта (до 70 г/т) и третий — в нерастворимом остатке глини-стых известняков паадлаского горизонта (до 100 г/т). В более глубоко-водных отложениях отмечаются значительные концентрации меди в грап-толитовых аргиллитах райккюлаского и адавереского горизонтов (до 125 г/т), где также концентрируются хром, барий и ванадий.

Содержание ванадия в нерастворимом остатке мергелей и домеритов выше (61 г/т), чем в остатке известняков и доломитов (41 г/т). Увели-чение по сравнению с содержанием в породах в среднем 2—3 раза. Вана-дий является в хорошей корреляции с кластофильными элементами. Как уже отмечалось выше (см. стр. 139), он может быть связан с глинистыми минералами. Иногда ее связывают и с железом (Moore, 1968). Как пра-вило, более значительные содержания ванадия отмечены в более глубо-ководных отложениях адавереского и яниского горизонтов, особенно в южной части бассейна (до 160 г/т). Но иногда концентрируется ванадий и в богатых органикой прослоях мергеля в мелководных фациях (в райккюласком горизонте до 90 г/т).

Свинец имеет в силурийских отложениях, как в породах, так и в не-растворимом остатке, менее закономерное распределение. Его содержа-ние в нерастворимом остатке может увеличиваться до десяти раз. В ос-новном он встречается в виде сульфида и связан разными вторичными процессами. Это обуславливает и его концентрацию в нерастворимом ос-татке известняков и доломитов (до 370 г/т). В некоторой степени отме-чаются увеличения свинца и в глинистых отложениях, особенно в крас-ных глинах охесаареского горизонта в южной части бассейна (160 г/т). Имеются данные (Акульшина, 1971), что свинец может быть связан и некоторыми глинистыми минералами.

Содержание галлия в нерастворимом остатке известняков и доломитов увеличивается два-три раза, но по количеству остается таким же и в остатке мергелей и доломитов. Максимальные содержания установлены в глинах ягарахуского горизонта (25 г/т) и в глинистых известняках райккюлаского горизонта (16 г/т). Относительное повышение отме-чается также в паадласком горизонте, особенно в южной части бассейна. Фациальная приуроченность галлия трудно уловима, хотя отмечается некоторое увеличение в более глубоководных отложениях (Кальо, Юргенсон, 1977). Основная часть галлия связана с глинистым мергелями, меньше с полевыми шпатами. Установлена тесная связь между галлием и алюминием (Юргенсон, 1982).

Содержание циркония увеличивается в нерастворимом остатке известняков и доломитов в 2–3 раза, в остатке мергелей и домеритов — до 4 раза. Максимальные концентрации циркония отмечаются в нерастворимом остатке мергелей и домеритов (350 г/т). В силурийском разрезе Прибалтики можно отметить несколько максимумов в накоплении циркония. Первый из них связан с райккюласкими отложениями (60 г/т) и обусловлен, по-видимому, присутствием терригенного циркона. Второй максимум находится в нерастворимом остатке яаниских и яаграхуских отложений (до 70 г/т в северных разрезах и до 310 г/т в юго-восточных). В этом промежутке времени можно увеличение объяснить влиянием вулканогенного материала. В северной части бассейна интенсивное накопление циркония продолжается и в начале роотсикюлаского времени. Следующая более значительная концентрация циркония связана во многих разрезах отложениями паадлаского горизонта, где увеличивается опять роль терригенного циркония. То же можно сказать насчет последнего максимума, находящегося в отложениях каугатумаского горизонта.

По фациальному профилю максимальные накопления циркония связаны с умеренно-мелководной зоной (комковатые известняки и мергели), но отмечаются и некоторые локальные концентрации в других зонах.

Среднее содержание марганца в нерастворимом остатке известняков и мергелей (доломитов, домеритов) мало отличается от содержания в соответствующих породах. Если оно в последних колеблется от 200 до 400 г/т, то приблизительно таким же остается и в нерастворимом остатке. Во многих случаях отмечаются уменьшение содержания марганца при растворении.

В силурийском разрезе можно отметить три основных максимума в накоплении в терригенном материале марганца: первый из них связан с глинистыми известняками и глинами райккюлаского горизонта (570 г/т), второй с глинами и мергелями нижней части яаниского горизонта (520 г/т). В некоторых более западных разрезах появляется третий относительно максимум в пределах каугатумаского или охесаареского горизонтов. Повышение содержания марганца связано с более глубоководными отложениями (см. также табл. 3.4.1). Надо отметить, что максимум накопления таких элементов, которые по характеру могут быть и кластофильными и карбонатотфильными, в породах и их терригенной части не всегда совпадают. Это касается в первой очереди распределения марганца в вертикальном разрезе отложений.

Из вышеизложенного фактического материала следует, что содержание микроэлементов в силурийских отложениях Прибалтики небольшое. Они нигде не достигают рудных концентраций. Это можно объяснить, во первых, с низкой концентрацией их в исходном материале, обусловленной, с одной стороны, слабо развитым химическим выветриванием на

суше и, с другой стороны, денудации осадочных пород; во-вторых, с относительно быстрыми темпами осадконакопления. О слабом химическом выветривании на суше можно судить по существующей хорошей положительной корреляции между элементами группы железа (Cr, Co, Ni, V), где коэффициент корреляции в большинстве случаев выше 0,7. Такая ситуация обычно характерна выветриванию в условиях аридного климата. В данном случае даже марганец, корреляционные связи которого легко разрываются при выветривании, имеет с элементами группы железа положительную корреляцию с коэффициентом от 0,4 до 0,8, уменьшающим в западном направлении до слабой отрицательной корреляции в отложениях центральной части бассейна. О малоразвитом химическом выветривании может говорить и относительно слабая связь между титаном и цирконией ($r = +0,1 - +0,7$), которая обычно при дальнейшем химическом выветривании укрепляется (Бурков, 1968).

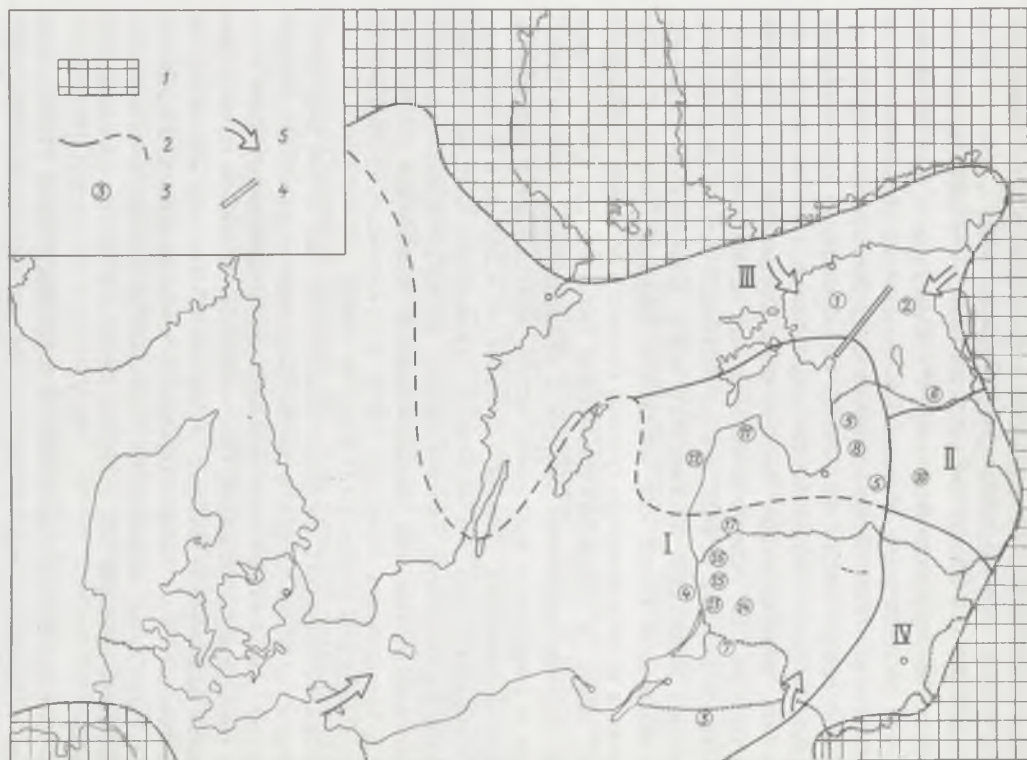
Незначительная концентрация микроэлементов, а также макроэлементов, в силурийских отложениях затрудняет и их применение при палеогеографических реконструкциях. Изменения в содержании небольшие, постепенные. Количественное накопление этих изменений состоит лишь на более существенных литофациальных границах. Только вместе со всеми остальными литологическими признаками они помогают решать вопросы, возникающие при палеогеографических реконструкциях, так и при стратиграфических корреляциях.

6. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СИЛУРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ ПРИБАЛТИКИ И СОСЕДНИХ РАЙОНАХ

Характер осадконакопления определяется несколькими факторами, основными из которых являются тектонические условия и климат местности, влияющие прямо на конфигурацию седиментационных бассейнов и проходящие в них процессы осадкообразования. В зоне формирования осадков выветривание, перенос терригенного материала и его накопление во многом зависят от климатических условий и рельефа суши. Движение воды в бассейне, газовый режим воды и количество растворенных в ней веществ в свою очередь зависят от климатических условий и рельефа дна бассейна.

6.1. Тектонические особенности бассейна осадконакопления

Тектоническими условиями формирования структур и осадочного чехла Прибалтики занимались многие исследователи (Афанасьев, Волколаков, 1972, 1981; Сувейздис, Брангулис, Пуура, 1979 и др.). По имеющимся данным вырисовывается структурный план Прибалтики и ее соседних районов в начале силурийской эпохи следующим образом. По



6.1.1. Схематическая карта тектонического районирования Прибалтики. Показания структур по номерам на карте приведены в тексте (6.1). 1. Фенно-Сарматский кратон, 2. граница суперрегиональных структур, 3. тектонические структуры мелкого ранга, 4. зона разломов Таала-Пайде-Пярну, 5. основные направления приноса терригенного материала.

морфологии кристаллического фундамента выделяются как суперрегиональные структуры южный склон Балтийского щита^[111] (рис. 6.1.1), Латвийская (Латвийско-Эстонская) седловина^[111], Балтийская синеклиза^[11] и Мазурско-Белорусская антеклиза^[11v] (Сувейздис и др., 1979). На северо-востоке располагалась Московская синеклиза, сочленение которой с Балтийской синеклизой происходило через Латвийскую седловину. На севере и на северо-западе находилась Скандинавская мегантеклиза.

Решающее значение в силурийском осадконакоплении имела Балтийская синеклиза, охватывающая южную часть Эстонской ССР, Латвийскую и Литовскую ССР (кроме юго-восточных частей этих республик), Калининградской области РСФСР, северо-восточной части Польской НР и на прилегающей акватории Балтийского моря. Балтийскую синеклизу можно рассматривать также как восточную окраину Польско-Германской впадины, а ее юго-западную границу провести по линии Торнквиста (Афанасьев, 1981). В такой тектонической ситуации распространялся Балтийский седиментационный бассейн с относительно пологой шельфовой зоной в северной и восточной частях переходящей в западном и юго-западном направлении, сначала в склоновую, и дальше в депрессионную глубоководную часть. На юго-запад открывался Балтийский бассейн в Средне-Европейскую геосинклиналь, интерпретированную некоторыми исследователями как расширяющийся палеоокеан (McKerrow, Ziegler, 1972; Tomczykowa, Tomczyk, 1979), а на юго-востоке соединялся с Подляско-Брестской впадиной (Гарецкий, 1983).

В пределах Балтийского бассейна выделяются еще целый ряд тектонических структур более мелкого ранга (Сувейздис и др., 1979), влияющих в большей или меньшей мере на общий ход осадконакопления, в основном, на сохранение отложений. Так, например, на южном склоне Балтийского щита выделяются Западно- и Восточно-Эстонская моноклинали (1, 2), разделенные Тапа-Пайде-Пярнуской зоной разломов. В пределах Балтийской синеклизы выделяются Польско-Литовская впадина (3), Среднебалтийская впадина (4) и северо-восточная моноκлиальная (5) часть бассейна.

Исходя из структурного расчленения осадочного чехла Прибалтики, силурийские отложения представляют из себя часть каледонского структурного комплекса включающего отложения от ниже-верхнекембрийских до ниже-девонских (включительно). На каледонском этапе происходило формирование локальных структур с различной интенсивностью: весьма замедленно в ордовике и раннем силуре и активным поднятием в конце силура — начале раннего девона (Сувейздис и др., 1979). В конце ордовика на всей территории Прибалтики отмечалась регрессия моря. Вырисовывались два выступа — Валмиерско-Локновский (6) и Нижне-Неманский (7), где в силуре началась денудация ордовикских отложений. Валмиерско-Локновский выступ, ограничивающий Латвийскую

седловину от южного склона Балтийского щита, поднимался и расширялся в течение всего силура. Доказательством этого может быть изменение минерального состава терригенного материала (повышенное содержание граната и корунда) в этом районе в отложениях уже начиная с среднего лландовери (см. стр. 130).

Начало силура характеризуется новым прогибанием и обширной трансгрессией не только в Балтийском седиментационном бассейне, а также в соседних его регионах. В пределах Южного склона Балтийского щита образовались карбонатные отложения шельфовой зоны, а в пределах синеклизы терригенно-карбонатные и терригенные отложения. Наиболее полный разрез первой стадии образования силурийской системы (нижний и средний лландовери) представлен в северной части Балтийской синеклизы в Юго-Западной Эстонии (Икла) и Северной Латвии (Колка).

Карбонатные отложения образовались в этой стадии также в центральной части Швеции (Gee, Kumpulainen, 1980). В Норвегии известны песчаные отложения (Bjorlykke, 1974).

Во второй половине первой стадии образуются в центральной части Балтийской синеклизы депрессии с застойными условиями осадконакопления, где формировались богатые органикой граптолитовые аргиллиты, отложения, максимальное накопление которых, отмечается в начале следующей стадии.

На Валмиерско-Локновском выступе, на Инчукалском (9) вале и Салдусско-Слокском выступе (8), и на большей части Восточной Литвы отложения первой стадии отсутствуют (Ульст, 1979).

Так как обрамляющая силурийский бассейн суша была пенепленизирована и характеризовалась слаборасчлененным низким рельефом, привнос терригенного материала был относительно скудным. Как отмечалось нами уже выше, зона распространения более грубозернистого материала (см. стр. 91) была сравнительно узкой, а минеральный состав терригенного материала характеризовался довольно высокой зрелостью (гранатово-цирконовая ассоциация). Более свежего материала приносилось только в северную часть Балтийского бассейна (коэффициент зрелости ниже 1).

В конце первой стадии происходила заметная регрессия моря и частичный размыв уже накопившихся отложений особенно в северной части бассейна. Возможно оживились зоны разломов Тапа—Пайде—Пярну, о котором свидетельствует образование отмелей в районе Пярну—Селисте (рис. 4.1.1). Отмечается перерыв, который коррелируется со синхронным перерывом в Англии (Кальо и др., 1985).

Вторая стадия в тектонической жизни Балтийского бассейна начинается новым погружением в пределах всего бассейна. Образуются в основном карбонатно-терригенные и терригенные отложения, в начале второй стадии и граптолитовые аргиллиты (верхний лландовери). Обра-

зование последних отмечается и в соседних районах: в Швеции, на о. Борнгольм, в южной части Норвегии, а также в Польше, в то время когда в Северной Норвегии и Подляско-Брестской впадине образовались карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (Bjorlykke, Olaussen, 1981; Tomczykowa, Tomczyk, 1979). Начинается интенсивный привнос вулканогенного материала в Балтийский бассейн, а также в соседние районы.

Максимальное накопление отложений верхнего лlandoвери установлено в пределах Неманского грабня (7) (около 50 м).

Далее во второй стадии продолжается, в течение венлока, погружение в Балтийской синеклизе, особенно в ее юго-западной части (Калининградская область, Польша), где попрежнему накаплиются тонкозернистые глинистые отложения, более или менее компенсируя погружение. В то же время в северной части бассейна в пределах южного склона Балтийского щита продолжается поднятие дна (образуются сбросы, разломы). На северо-востоке (район Пярну) расширяется мелководная шельфовая фация с отложениями, содержащими грубозернистый терригенный материал зрелого состава. На значительной части территории Северной Латвии, расположенной к востоку от Рижского залива (Лимбажская ступень) (9), в своде Эргильского поднятия (10) и юго-востока линии Резекне-Даугавпилс не известно венлокских отложений (Ульст, 1979).

В отмельной береговой зоне бассейна широко образовались органогенные постройки (на западе материковой части Эстонии, на островах Сааремаа и Готланд). Максимум рифообразования в Балтийском бассейне совпадает с таковыми в бассейнах, обрамлявших Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы (Кальо и др., 1985). Наибольшие биогермы расположены на острове Готланд вдоль мелководного шельфа окаймлявшего Балтийский щит, лежащий к востоку от Каледонской геосинклинали. Венлокские постройки в Великобритании находятся внутри самой геосинклинали на мелководной платформе близ ее края.

В районе острова Готланд образовались, в основном, карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, в то время, когда в Средней Швеции (Ямтланд) отлагались крупнозернистые терригенные, возможно речные, отложения, источником которых считаются начавшее поднятие Каледонид (Bassett и др., 1982). Предполагается, что эти терригенные отложения распространились довольно далеко на восток, но были смыты последующей эрозией. Возможно, что они, вместе с вулканогенным материалом привносились и в Балтийский бассейн, являясь причиной изменения минерального состава терригенного материала, состоявшегося накануне лудлова (появление цирконово-биотитовой ассоциации).

На второй стадии падает основная фаза формирования Балтийской синеклизы вследствие чего отложения верхнего силура ее юго-западной части слагают более одной трети осадочного чехла (около 1000 м).

Значительно меньше образовалось осадков на Белорусском массиве и в зоне Западно- и Восточно-Суткайских флексур. На острове Борнгольм образуются в основном тонкозернистые терригенные отложения большой мощностью, в которых встречаются прослои туффовых песчаников (Bjerreskov, Jørgensen, 1983).

В конце венлока начинается интенсивная регрессия в северной части Балтийского бассейна (яагарахуский и роотсикюлаский горизонты). Отмечается расширение шельфовой части бассейна. Появляется асимметричность в распределении терригенного материала (состав тяжелых прозрачных минералов см. рис. 4.6.1), которая в конце второй стадии заменяется симметричностью. В конце венлока и начале лудлова широко развиты лагунные фации, как в северной, так и в юго-восточной части бассейна, а также на острове Готланд. В течение нижнего лудлова сильно увеличивалось значение песчано-алевритового материала на острове Готланд, в районе Западно-Курземского выступа, а также в Подляско-Брестской впадине и на острове Борнгольм. Предполагаемое направление транспорта терригенного материала в течение лудлова было в Южной Швеции и на острове Борнгольм с северо-запада в юго-восток (Christensen, 1971). Продолжалось накопление вулканогенного материала, но преимущественно в южной части Балтийского бассейна.

Вторая стадия тектонического развития бассейна заканчивалась в середине лудлова (Афанасьев, 1981). Третья стадия начиналась с небольшой трансгрессией на фоне общей регрессии и постоянным нарастанием терригенных отложений в бассейне. Общая регрессия появлялась также в Подляско-Брестской впадине (Гарецкий, 1983). В Северной Прибалтике предлагают начать третью стадию с каугатумаским горизонтом (пржидоли) (Кальо и др., 1985). Кончалась третья стадия с нижним девоном, когда вся исследуемая территория оказалась выше уровня моря и превратилась временно в сушу.

Отложения третьей стадии распространяются весьма ограниченно в южной части острова Сааремаа, в Западной Латвии (Лундагская моноклиналь (11) и Лиепайская впадина (12)) и в пределах Южно-Латвийской ступени (17). Преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения шельфовой фациальной зоны.

В юго-восточной части Балтийского бассейна поднятие дна бассейна происходило более медленно. В пределах Литвы выделяются по данным П. Лапинскаса Шилалское (13) и Гайшаиское поднятия, и Шилутский (14), Кретингский (15) и Клайпедский прогибы (16). Образовались карбонатные (часто доломитовые) и терригенно-карбонатные отложения. В Подляско-Брестской впадине накопились также карбонатные и в конце силура карбонатно-терригенные (глинистые) отложения. Такая же картина вырисовывается в северо-западной части Польши и на острове Борнгольм (Colonus-сланцы и звезд песчаники) (Bjerreskov, Jørgensen,

1983), а также в Скании (Bergström и др., 1982). В пределах острова Готланда отложения третьей стадии практически уже не формировались.

Во многих районах Прибалтики отмечаются более или менее длительный перерыв на границе силура и девона, причем часть верхних слоев силура была денудирована. Залегающие выше ниже-девонские отложения (тилжеская свита) везде представлены терригенными (глины, песчаники) отложениями.

6.2. Основные черты климатических условий и гидрохимический режим бассейна

Восстановление климатических условий для древнего палеозоя является довольно трудной задачей. Пока известно только ограниченное число исследователей занимающихся этими вопросами в Прибалтике и в соседних ее районах. Основная информация для реконструкции палеоклимата происходит из следующих источников: 1) палеогеографические реконструкции основанные на измерениях палеомагнетизма; 2) исследования сообществ фауны и путей их миграции; 3) геохимические исследования пород, особенно аутигенной минерализации.

Основываясь на измерениях палеомагнетизма пород, приведенные главным образом в работах Мак Элхинни (1972–1974) группа исследователей США (Ziegler et al., 1977) пришла к выводу, что учитывая расположение полюса, вся Прибалтика в силуре находилась в экваториальной зоне, а часть окружающей суши в тропической. Этот факт был повторно реферирован и поддержан многими исследователями (Эйнасто, 1979; Babin et al., 1980; Sundquist, 1982 и др.). Экваториальная зона характеризуется жарким и влажным климатом, а тропическая зона с теплым и сухим.

К такому же выводу пришел и ряд исследователей фауны (Spjeldnaes, 1961; Kaljo, 1972 и др.; Сеславский, 1976). Предполагается, что после похолодания в Прибалтике и Западной Европе в конце ордовика, во время общей регрессии, последовало потепление в силуре начавшее во время нижнесилурийской трансгрессии. Связь климата с трансгрессиями и регрессиями объясняются растаиванием и образованием полярных льдов. Многие исследователи (Worsley et al., 1983) связывают нижне-среднелландоверийскую трансгрессию с растаиванием ледников на Гондване. Широко развитые трансгрессии, в свою очередь способствовали обширной миграции фауны.

Исследование палеоклимата силура Прибалтики по геохимическим показателям пока еще слабо развито. Кроме общеизвестного факта, что карбонатаккумуляция происходит в условиях теплого климата, более детальных анализов еще мало. Нет точных определений изотопного состава углерода и кислорода карбонатов, позволяющих судить о палеотем-

пературах их образования. Во многих случаях является препятствием древность пород и пережитые вторичные изменения. Некоторые методы, кажущиеся когда-то надежными для определения палеотемператур (определения Sr/Ca), не нашли в последнее время оправдания.

Некоторые попытки установить температурные условия карбонато-накопления по содержанию в известняках окиси магния сделаны Т. Кийпли (1984). Анализу подвергались породы не проходившие вторичной доломитизации. Полученные результаты могут дать только относительно большие отрезки времени. Содержание седиментационно-диагенетического магния увеличивается начиная от верхнего ордовика, причем наиболее высокое содержание отмечается в пограничных слоях нижнего и верхнего силура (роотсикюлаский и паадлаский горизонты). Таким образом эти данные как будто бы говорят в пользу общего потепления климата в силуре.

Вторым доказательством о потеплении климата в силуре является присутствие аутигенных эвапоритовых минералов, как гипс, ангидрит, а также целестин, в отложениях лагунных фаций. Как было указано выше, появление гипса и ангидрита связано с верхне-венлокскими и нижне-лудловскими отложениями в юго-восточной части бассейна, а появление целестина с самыми верхними слоями силура (в Норвегии и Швеции и в венлоке и лудлове (Worsley et al., 1983)).

В некоторой степени можно о потеплении судить и по минеральным составам терригенного материала. Установлено (Spjeldnaes, 1961), что выветривание полевых шпатов происходит быстрыми темпами в теплой воде. Ввиду того, что это является химическим процессом, полевые шпаты претерпевают более длительный транспорт и абразии в холодной, чем в теплой воде. Таким образом может быть уменьшение содержания полевых шпатов в течение лландовери (см. рис. 4.6.1) обусловлено их более интенсивным выветриванием при возрастающей температур среды.

Многие исследователи в последнее время предполагают существование аридного климата на окружающей Балтийского бассейна материке (Фенно-Саматский кратон) (Bjørlykke, Olausen, 1981; Эйнасто, 1979; Кальо и др., 1985). Пока специальных исследований по этому вопросу еще мало. Кажется, что доказать это довольно трудно. Минеральный и гранулометрический состав терригенного материала не всегда отличаются в условиях аридного и гумидного климата. Как правильно было отмечено Н. М. Страховым (Страхов, 1962) надо учесть и унаследованный характер терригенных минералов, т.е. они могут быть переотложенными из более древних отложений, возникших в совсем других условиях. Имея ввиду, что большинство терригенного материала в силурийском бассейне происходит из более древних отложений (кембрийских, ордовикских) образовавшихся в гумидных условиях, трудно искать среди продуктов их денудации доказательства для аридного климата.

Только глинистые минералы, окончательное образование которых происходит в бассейне осадконакопления, могут быть более надежными индикаторами. Почти полное отсутствие каолинита среди глинистых минералов силурийских отложений (кроме метабентонитов) и преобладание иллита с небольшой примесью хлорита, может говорить об образовании их в условиях аридного климата.

Об аридности суши говорят и некоторые геохимические показатели. Опираясь на гипотезу выдвинутую А. Б. Роновым и А. И. Ермишкиной (1959) исследуя содержание марганца в ордовикских и силурийских отложениях Северной Прибалтики, Т. Кийпли (1984) пришел к выводу, что с уменьшением содержания марганца в силуре климат стал аридным, так как вынос марганца с суши в аридных условиях уменьшается. По нашим данным (см. табл. 3.4.2) отмечаются в содержании марганца колебания, причем минимальные содержания действительно характеризуют верхние слои курессаарского горизонта, а в самых верхних слоях силура, отсутствующих в Северной Прибалтике, содержание увеличивается. Хорошим доказательством об аридности может быть и положительная корреляция между микроэлементами группы железа (см. стр. 150).

Климатические условия имеют непосредственное влияние на гидрохимический режим бассейна — концентрацию ионов, pH, Eh, скорость реакции и т.п. В Балтийском бассейне преобладали в большей части силурийского периода нормально-морские условия. В шельфовой фациальной зоне была повышенная концентрация Ca^{++} и Mg^{++} , осаждался кальцит (арагонит?) в основном биохимическим путем. Особенно благоприятными были условия для образования кальцита в рифовой фации, а также в фации "афанитовых известняков" (водорослево-бактериальное образование), где вода была достаточно чистой от терригенной примеси. Во время крупных регрессий (райккюлаское, ягарахуское-роотсикюлаское-конец паадлаского времен) на отмельной части шельфа сложились благоприятные условия для образования первичных доломитов. Повышенная соленость воды в этих районах обуславливала и выпадения сульфатов кальция в южной части бассейна. Также отмечалось некоторое повышение в содержании железа.

Щелочная среда необходимая для образования карбонатов (pH около 8), существовала как в зоне седиментации, так и в зоне диагенеза. Это способствовало растворению кремнезема, особенно из принесенного в бассейн вулканогенного материала, в результате чего повысилась его концентрация в воде, особенно в иловых растворах, о чем говорит часто наблюдаемое конкрециеобразование.

Дальше от шельфовой зоны с увеличением глубины бассейна и возможным уменьшением температуры воды и концентрации Ca^{++} и Mg^{++} , интенсивность карбонатакопления уменьшалась. Если в верхней части склона существовала нормальная аэрация воды, то в нижней его части

и в депрессиях господствовал явный недостаток кислорода. Образовались сульфиды железа и сохранялось накопившееся органическое вещество. Только временами поступал сюда с течениями более светлого бедной от органики материала с верхней части склона.

Надо отметить, что самая большая дифференциация в гидрохимическом режиме бассейна была в среднем лландовери, когда в северной части располагались лагуны с повышенной соленостью и концентрацией Mg^{++} , а в середине бассейна, в депрессиях в застойной среде образовались темноцветные богатые органикой глины.

Пока нерешенной до конца проблемой в силурийских отложениях является образование красноцветности. В некоторых случаях ее вторичный характер не вызывает сомнения (в катагенетических доломитах райккюлаского горизонта), но залегающие в адавереском горизонте фиолетовые и ржавые глины с повышенным содержанием железа и родственным с ним микроэлементам, явно носит первичную красноцветность. Имея в виду, что они образовались на внешнем краю шельфа и во время трансгрессии, можно предполагать, что поступали воды с более низким pH способствующие образованию и сохранение соединений трехвалентного железа / (гидро-) гетит, (гидро-) гематит/.

6.3. Возможные источники и пути привноса терригенного материала и гидродинамический режим бассейна

Вопросами об источниках терригенного материала в Прибалтийском бассейне занимались многие исследователи (Ульст, 1959, 1960; Юргенсон, 1966, 1970, 1977; Нестор, Эйнасто, 1977 и др.). В ходе исследования выяснилось, что в качестве источников терригенного материала можно смотреть два района. Первый из них располагался на Фенно-Сарматской суше (кратоне), береговая часть которой была сложена, в основном, осадочными породами (песчаники, алевролиты, карбонатные породы) и откуда пришла основная часть терригенного материала шельфа как на севере, так и на юго-востоке. Насчет второго источника у многих авторов нет точного определения. В работах Д. Кальо и др. (1985) и П. Лапинскаса выражено мнение, что основным источником для отложений Балтийской синеклизы служила Среднеевропейская геосинклиналь. Более точно определяется местонахождение источника рядом польских и датских исследователей, в частности для лудловских отложений в Польше и на острове Борнгольм. К. Яворовский (Jaworowski, 1971) и за ним и исследователи острова Борнгольм (Bjerreskow, Jorgensen, 1983) считали источником районы поблизости острова Рюген или в Южной Дании. Х. Томчик считал источником осадочного материала Балтийской синеклизы в венлоке и лудлове небольшое поднятие (микроконтинент) в районе

Слагелсе (Восточно-Эльбский массив) (Tomczyk, 1978), что и кажется более вероятной гипотезой.

Поступление терригенного материала с Фенно-Сарматии происходило из разных направлений (рис. 6.1.1). Одно из них, существующее в течение всего силура и особенно ярко выявлявшееся во время верхнего венлока, было в Прибалтийской части бассейна с северо—северо-запада на юго-юго-восток (см. и стр. 134). Интенсивный поток терригенного материала отражается как в гранулометрическом, так и в минеральном составе (рис. 4.1.1 и 4.6.1) отложений. Повышенная гидродинамика вод нашла свое отражение и в составе и структуре карбонатных пород. Минеральный состав терригенного материала из этого источника указывает на возможное участие метаморфических пород, наряду с осадочными, в качестве исходного материала (Вийдинг, Юргенсон, 1982).

Меридиональное движение осадочного материала в Балтийском бассейне предполагалось для верхнесилурийских отложений острова Готланд и М. Линдстремом (Lindström, 1960). Дальше на запад, в пределах Средней Швеции и Южной Норвегии отмечался также поток терригенного материала с севера, но исходными породами служили здесь преимущественно изверженные и метаморфические породы.

Второй район поступления терригенного материала с Фенно-Сарматии располагался на северо-востоке бассейна (южнее нынешней Панди-вереской возвышенности) с направлением с северо-востока на юго-запад. Этот поток в силуре был кратковременным и прекратился благодаря общему поднятию района в верхнем лландовери. Поступивший в этом направлении терригенный материал был зрелого состава (кварцевые пески и алевроит) источником которого явились, по всей вероятности, осадочные породы (Юргенсон, 1970). Резких изменений в структуре карбонатного материала в этом районе не отмечалось, что явно указывает на течение более спокойного характера. В обоих случаях, как при потоке с северо-запада, так и с северо-востока, предполагаются существования на суше рек (Аалоз, 1958; Эйнасто, 1979).

В небольшой степени мог подвергаться денудации и дать осадочный материал в Валмиерско-Локновский выступ, отражающийся главным образом в минеральном составе терригенного материала в отложениях южнее самого выступа (рис. 4.6.1).

Привнос терригенного материала с Фенно-Сарматской суши в южную часть Прибалтики бассейна шел, по всей вероятности, без особо интенсивных потоков. Отлагавшийся терригенный материал был сравнительно тонкозернистый с небольшим количеством песчано-алевритовой фракции и зрелым минеральным составом. Эрозии на суше подвергались по видимому осадочные породы. Только в районе Калварии состоялся в венлоке и лудлове более интенсивный поток алевроитового материала с повышенным содержанием турмалина.

Осадочный материал поступивший в западную часть Балтийской си-

неклизы из юго-запада является очень тонкозернистым. Небольшая примесь алевритовой фракции состоит в основном из кварца, зерен вторичного кремнезема и слюд. Среди тяжелых минералов преобладает циркон (рис. 4.6.1). Все это говорит о длительном транспорте и повторных перетолжениях поступающего материала, источником которого могли быть либо осадочные породы либо еще рыхлые силурийские осадки.

Гидродинамический режим Прибалтийского бассейна определялся в первую очередь с глубиной воды. Исключая район сильных течений в северо-западной и северо-восточной частях бассейна, для каждой фациальной зоны характерен свой гидродинамический режим, отражающийся в текстуре и структуре отложений. Мелководная часть шельфа (пляжевая, приливная, лагунная фации) имеет повышенную гидродинамику, кроме лагун, защищенных аккумулятивными барьерами. Накопляются отложения высокой энергии — оолитовые и обломочные известняки, крупнодетритные известняки, содержащие часто терригенного материала в небольшом количестве, но в более крупнозернистой фракции. Отмечаются как длительные, так и кратковременные размывы и накопления, обуславливающие образование конгломератовых прослоев. Характерными текстурами зоны с повышенной гидродинамикой являются знаки ряби, косая слоистость и т.п. В районах отмелей динамика воды иногда ослаблялась. В лагунах господствовал тиховодный режим с ритмичным поступлением терригенного материала. Надо отметить, что прослои мергелей могут указать на более интенсивное или, наоборот, менее интенсивное движение воды. Например, мергели яаниского горизонта образовались в относительно спокойной среде, но энергия воды растет к более молодым отложениям и мергели каугатумаского горизонта образовались уже в относительно подвижной среде.

Более глубоководная часть шельфа (открыто-шельфовая) характеризуется пониженной гидродинамикой. Движение воды часто турбулентная, образуются горизонтально- и волнисто-слоистые текстуры, часто градиционная слоистость, маркированная как с терригенным материалом, так и мелким детритом (турбидиты). Скорость и сила движущей воды уменьшается. Отлагается основная часть крупного алеврита.

Склоновая зона бассейна в большей части находилась ниже базиса волнения, исключением могут быть штормовые волны. Исследование современных морей показывает, что склоновые зоны характеризованы течениями движущимися вдоль зоны. Текстуры пород беспорядочные, слоистые, иногда со следами оползания. Значение турбидитов уменьшается. Отмечаются отложения низкой энергии сложенные преимущественно тонкозернистым терригенным материалом и карбонатным илом с небольшой примесью мелкого, хорошоокатанного детрита. Принос кислорода в нижней части склона сильно уменьшается.

Самый спокойный гидродинамический режим господствовал в депрессионной части бассейна. Накопились тонкозернистые глинистые отло-

жения с горизонтальной микрослойчатой текстурой. Существовали слабые потоки воды. Преобладало гравитационное осаждение материала. Временами, особенно в течении лудлова, отмечалось в краевых районах депрессии небольшое оживление среды, с более интенсивными потоками приносился мелкоалевритовый материал.

Надо отметить, что как общий фациальный план бассейна, так и его гидродинамический режим сравнительно мало изменились в течение силура. Только начиная с верхнего силура значительно увеличилась часть отложений с высокой энергией. Интенсивность движения воды особенно увеличилась с уменьшением глубины бассейна о чем свидетельствуют многочисленные поверхности размыва в отложениях регрессивных стадий; а также в начале трансгрессии, когда значительные массы осадочного материала в течение короткого времени транспортировались в бассейн. Начиная с верхнего лудлова на острове Готланд и в верхних слоях пржидольского возраста на острове Сааремаа, появляются среди отложений литоральной зоны кварцевые алевриты, содержащие в небольшом количестве карбонатного компонента. Отложения такого типа, по-видимому, распространялись более широко в краевых районах бассейна, но были большей частью уничтожены последующими размывами.

6.4. Палеофациальная характеристика силурийского осадконакопления

Изложенные выше результаты исследования позволяют характеризовать палеофациальную историю Прибалтики в течение силурийского периода. Общей особенностью всех изученных отложений является их образование в периконтинентальном море в тропической и экваториальной зоне, частично при аридных условиях; цикличность в распределении отдельных компонентов и фаций по разрезу; унаследованность в расположении отдельных фациальных зон в плане, связанная с развитием главных структурно-тектонических зон. Для силурийского литогенеза характерно относительно постоянное расположение основных источников сноса. Состоялся перерыв раннеотлагавшихся отложений (венд, кембрий, ордовик), в основном в виде кластогенного компонента, что привело к унаследованности и усредненности его состава. Характерной особенностью фаций всех этапов силурийского периода является присутствие в их составе, с одной стороны, карбонатных отложений, распределяющихся в основном в пределах шельфовой зоны (южный склон Балтийского щита, Латвийская седловина, Мазурско-Белорусская антеклиз), и, с другой стороны, терригенно-карбонатных и терригенных отложений в склоновой и депрессионной зон бассейна (Балтийская синеклиза). Основной фациальной границей является граница между шельфовой и склоновой зонами. Она вырисовывается в литологическом, геохимическом,

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Литология	Ассоциация терриг. минералов	Аутигенные минералы	Концентрация микроэлементов в терриг. материале	Трансгрессионно-регрессионные стадии	Гидродинамическая активность	Интенсивность вулканизма	Преобладающие фации				
											Ш-Л	Ш-М	Ш-Г	СКЛ	Д
С И Л У Р	ВЕРХНИЙ	ПРИЖИДОЛИ	oh		QBZ6	Fe ₂ O ₃ FeS ₂ SrSO ₄	Ba, Mn		.			x	x		
			kg		QBZ6	FeS ₂ SiO ₂	Zr, Cr, Ni					x	x		
			kr		QBZ	FeS ₂	Cu					x	x	x	
			pd		QBZ	FeS ₂ CaSO ₄ SiO ₂	Cu, Co, Ni Cr, Ba, Zr				x	x	x		
	НИЖНИЙ	ВЕНДОК	rt		QZ6	FeS ₂ CaSO ₄	Ba		.		x	x	x		
			ja		QZ6	FeS ₂ BaSO ₄	Ba, Ga Zr					x	x	x	
			jn		Q6Z	FeS ₂	Cr, Co, Ni Cu, V, Zr, Mn							x	x
			ad		QF6Z	FeS ₂ Fe ₂ O ₃ SiO ₂	V, Cr, Co Ni, Cu, Mn							x	x
			гк		FZ6	SiO ₂ FeS ₂	Ba, Cu, Ga Zr, Mn					x	x	x	
			jr		FQZ6	FeS ₂ Fe ₂ O ₃	Cr, Co, Ni					x	x	x	

6.4.1. Развитие основных литофациальных параметров в силуре Прибалтики. Q — кварц, F — полевые шпаты, Z — циркон, G — гранат, B — биотит, Ш-Л — шельфовая-лагунная зона, Ш-М — шельфовая-мелководная зона, Ш-Г — шельфовая-глубоководная зона, скл — склоновая (переходная) зона, Д — депрессионная (глубоководная) зона.

минеральном составе отложений, а также в распределении содержащихся в них фауны (Кальо, 1977). Отдельные фации в зонах бассейна определялись, в основном, отношением карбонатного и терригенного компонента и литологической характеристикой первого.

Силур начался трансгрессивными терригенно-карбонатными отложениями (рис. 6.4.1). Большая часть Прибалтики покрывалась шельфовыми отложениями. Характерным является содержание довольно крупнозернистого терригенного материала полевошпатово-кварцево-цирконового состава и максимальное содержание многих микроэлементов в пелитовой части. В карбонатном компоненте большую роль играли кальцитовые скелеты организмов. В конце юруского времени, в условиях начавшей регрессии, образовались биоморфные карбонатные отложения в северной части бассейна (пентамерусовая-банка).

Райккюлаский горизонт, характеризуясь общей регрессивной направленностью осадконакопления, представлен широкой гаммой фаций. Отмечается самое широкое распространение карбонатных отложений на шельфе, а возможно и на верхней части склона. За небольшими биогермами в северной части бассейна образовались лагуны с первичными доломитами. Преобладало биохемогенное кальцитообразование (афанитовые известняки). В центральной части Балтийской синеклизы началось погружение бассейна с образованием граптолитовых аргиллитов. Интенсивный поток терригенного материала был с северо-запада и северо-востока. Частичный размыв отложений в конце райккюлаского времени. Характерной особенностью геохимических фаций на севере является присутствие силицитных продуктов (кремневые конкреции) и преобладание карбонатofilных микроэлементов (Sr). В депрессионной части были застойные условия с образованием сульфидов железа и обилием органического вещества.

В начале адавереского времени началась новая трансгрессия. Сократилась площадь распространения шельфовой фациальной зоны. Преобладают терригенно-карбонатные и терригенные отложения с кальцитом из скелетов фауны. Заметно увеличивался поток терригенного материала с юго-запада.

На довольно обширной территории, на севере, образовались красочетные отложения небольшой мощностью. Повышено выделение окислов железа и марганца с разной степенью гидратации. Резко изменились минеральный (цирконово-гранатовая ассоциация) и геохимический (повышение накопления кластофильных микроэлементов) составы терригенного материала.

В яаниском времени погружение депрессионной части бассейна продолжалось. Общий фациальный план бассейна изменился мало, также небольшие изменения в минеральном и геохимическом составе терригенного материала. Прекратилось повышенное накопление кремнезема в шельфовых фациях северной части бассейна. Отмечается максимум поступ-

ления вулканогенного материала и вместе с тем увеличение содержания циркония в пелитовой части.

В конце яниского времени в течение яагарахуского и роотсию-лаского времени преобладающее значение приобретают регрессивные тенденции. Снова увеличивалась площадь шельфовых фаций. Увеличивалось и значение карбонатонакопления, особенно на северо-западе и юго-востоке бассейна. Преобладает биогенный кальцит, а в лагунах образовался осадочный доломит. На обширной территории северо-востока распространялась рифовая фация. Отступление моря появилось более ярко в юго-восточной части бассейна. Увеличивалась активность аутигенного минералообразования (барит, гипс). Интенсивный поток более грубого терригенного материала поступал с северо-запада (корунд). Уменьшалось поступление вулканогенного материала.

Паадлаское время характеризуется кратковременной трансгрессией в более южной части бассейна. Преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения шельфовых фаций. На северо-западе продолжалось рифообразование. Многочисленные обломочные структуры (оолиты) и крупнозернистый терригенный материал указывают на активную гидродинамику среды. С запада на восток распространялся богатый биотитом терригенный материал. В ограниченных участках бассейна сохранилась фация с повышенной соленостью воды (гипс, окремнение). Увеличивалась активность вулканизма, в этот раз в южных районах (Центральная Европа) с увеличением численности метаабентонитовых прослоев в разрезах южной части бассейна.

В курессаареское время увеличивалось значение фации шельфовой зоны, с общей разнообразностью в южной части бассейна. Преобладали карбонатные и терригенно-карбонатные отложения. Рифообразование продолжалось как на севере, так и на юге. Более интенсивный привнос грубозернистого терригенного материала с северо-запада и с юга.

С каугатумаского времени начинается окончательное обмеление силурийского бассейна в Прибалтике. Среди отложений каугатумаского и охесаареского горизонта преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения шельфовой зоны. Значение склоновых и депрессионных отложений на территории Прибалтики минимальное. Карбонатный компонент в основном биогенного характера, а в лагунах южной части бассейна хемогенный и биохемогенный. Продолжалось образование биогермов. Поток грубозернистого терригенного материала увеличивался, достигая максимума в конце силура. Вместе с тем увеличивалось и содержание малоустойчивых тяжелых минералов, но преобладающая ассоциация минералов не изменилась. В мелководных участках бассейна увеличивалось аутигенное минералообразование (минералы кремния, сульфаты бария и стронция). Образовались железистые оолиты (шамозитовые, гидрогетитовые). В пелитовой части терригенного материала повышалась концентрация некоторых микроэлементов группы железа,

а также циркония, и в охесаареское время бария, стронция и марганца. Поступление вулканогенного материала почти полностью прекратилось. Лишь редкие метабентонитовые прослои среди каугатумаских отложений южной части бассейна свидетельствуют о слабом вулканизме.

Состоявшийся на границе силура и девона размыв уничтожил часть силурийских отложений, различной мощностью в разных районах бассейна. Состоялось несколько переотложений нижележащих слоев, обуславливающих усредненный минеральный состав базальных слоев тилжеской свиты нижнего девона (в районах, где они образовались). Характеризована нижняя часть нижнего девона преимущественно терригенными отложениями.

ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А. О. Рифовая фация в яагарахуском горизонте силура Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I, 1956, с. 88–94.
- Аалоз А. О. Стратиграфия юруского (G_I) и тамсалуского (G_{II}) горизонтов силура Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III, 1958, с. 81–96.
- Аалоз А. О. Зернистый компонент в силурийских отложениях Прибалтики по данным некоторых буровых скважин. — В сб.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 45–55.
- Аалоз А. О., Кальо Д. Л., Соколов Б. С. Литолого-палеогеографические карты северо-запада Русской платформы. — В кн.: Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 1. Поздний докембрий и палеозой. М.-Л.: "Геологиздат", 1961, листы 10–13.
- Аалоз А. О., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. Карбонатные породы. — В кн.: Силур Эстонии/ Ред. Кальо Д. Л. Таллин: "Валгус", 1970, с. 18–63.
- Аалоз А. О., Юргенсон Э. А. Основные типы пород силура Прибалтики. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 14–44.
- Акульшина Е. П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск, "Наука", 1971. 150 стр.
- Афанасьев Б. Л. Тектонические условия формирования структур и осадочного чехла Прибалтики. — В сб.: Условия образования осадочного чехла и структур Прибалтики. Рига: "Зинатне", 1981, с. 3–18.
- Афанасьев Б. Л., Волколаков Ф. К. Основные тектонические структуры додевонского комплекса осадочного чехла Балтийской синеклизы. — В сб.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига: "Зинатне", 1972, с. 121–128.
- Афанасьев Б. Л., Волколаков Ф. К. Развитие представлений о генезисе локальных структур Прибалтики. — В сб.: Условия образования осадочного чехла и структур Прибалтики. Рига: "Зинатне", 1981, с. 19–24.
- Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: "Недра", 1975. 280 стр.
- Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы седиментогенеза. — В сб.: Физические и химические процессы и фации. М.: "Наука", 1968, с. 22–26.
- Вийдинг Х. А., Ораспыльд А. Л. Литология и минералогия камарикусской пачки поркуниского горизонта. — Изв. АН ЭССР. Сер. Хим. Геол., 1972, т. 21, с. 243–258.
- Вийдинг Х. А., Клеесмент А. Э., Конса М. И., Хейнсалу Х. Н., Юргенсон Э. А. Эволюция минерального состава терригенного компонента осадочного чехла на южном склоне Балтийского щита. — В сб.: Терригенные минералы осадочных пород Прибалтики. Таллин, 1983, с. 7–22.
- Вингисаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Ин-т геол. АН ЭССР, Управление геол. ЭССР, Кафедра геол. Тартуского госун-та. Таллин, 1965. 49 стр.

- Вингисаар П. А., Таалманн В. Обзор доломитизации нижнепалеозойских карбонатных пород Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Сер. Хим. Геол., 1974, т. 23, № 3, с. 237—243.
- Вингисаар П. А., Утсал К. Р. О породообразующих карбонатных минералах палеозоя Эстонии. — Сов. геология, 1978, т. 12, с. 107—115.
- Вингисаар П. А., Гулова Х., Кийпли Т., Таалманн В. Вещественный состав палеозойских карбонатных пород Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1979, т. 28, с. 45—51.
- Вингисаар П. А., Гулова Х., Кийпли Т., Таалманн В. Распределение микроэлементов в карбонатных породах ордовика и силура Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, т. 30, № 3, с. 106—109.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 641—664.
- Виноградов А. П. (ред.). Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 1. М., 1968.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1956, вып. 4, с. 209—255.
- Гарецкий Р. Г. Палеотектоника Белоруссии. Минск: "Наука и техника", 1983. 183 стр.
- Кальо Д. Л. Структурно-фациальное районирование силура Прибалтики. — В сб.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 6—13.
- Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. Фации и развитие бассейна. — В кн.: Силур Эстонии/ Ред. Кальо Д. Л. Таллин: "Валгус", 1970, с. 301—317.
- Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р., Вийра В. Я., Мянниль Р. П., Мярсс Т. И., Нестор Х. Э., Нестор В. В., Рубель М. П., Сарв Л. И., Эйнасто Р. Э. Экостратиграфические основы бассейнового анализа (силур Прибалтики). Таллин, 1985. 42 с. Деп. 3738-85.
- Кальо Д. Л., Юргенсон Э. А. Фациальная зональность силура Прибалтики. — В сб.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 122—146.
- Кийпли Т. К. О генезисе доломитов ордовика и силура в зоне контакта с перекрывающими отложениями девона. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1983, т. 32, № 3, с. 110—117.
- Кийпли Т. К. Генезис и распространение промышленных залежей малопримесных известняков и доломитов в Эстонской ССР. Автореферат. Таллин, 1984. 20 с.
- Кийпли Т. К., Таалманн В. О поисковых критериях стекольных доломитов Эстонии. — В сб.: Новые методы в геологии Эстонии. Таллин, 1981, с. 4—19.
- Кийпли Т. К., Кивисилла Я., Вингисаар П. А., Таалманн В. Эволюция химического состава известняков ордовика и силура Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1984, т. 33, № 3/4, с. 120—127.
- Коркутис В. А., Лапинскас П. П., Лашков Е. М. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики. М.: "Недра", 1972. 179 стр.
- Лапинскас П. П. Литофации верхнеордовикских нижнесилурийских (?) карбонатных отложений запада Южной Прибалтики и их коллекторские свойства. — В кн.: Нефтепоисковые критерии Прибалтики и методы их изучения. Вильнюс: "Минтис", 1970, с. 95—105.
- Лукашев В. К., Симуткина Т. Н. Определение формы нахождения микроэлементов в мезокайнозойских отложениях методом последовательных вытяжек. — В кн.: Материалы семинара: Опыт и методика изучения форм нахождения элементов в горных породах и ореолах рассеяния. Таллин: "Валгус", 1976, с. 57—59.
- Методические рекомендации по составлению легенд крупномасштабных геологических карт Прибалтики. Таллин, 1982, с. 28—39, 130—150.

- Мянниль Р. М. История развития Бартииского бассейна в ордовике. Таллин: "Валгус", 1966.
- Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин: "Валгус", 1977, с. 89—121.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Типы смешанослойных образований слюда — монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура-ордовика Прибалтики. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 2, с. 74—93.
- Родионов Д. А. К вопросу о статистической теории однородности геологических совокупностей. Геохимия, 1965, № 4, с. 466—470.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. — Геохимия, 1959, 3, с. 206—225.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. Геохимия, 1967, № 11, с. 1285—1309.
- Сеславский К. Б. О климате силура. — Доклады АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 681—684.
- Соколов Б. С., Александрова Е. П. Литолого-фациальные карты Русской платформы. М. 1:3 000 000. М.-Л., 1952.
- Сувейздис П. И. Тектоническое положение региона, главные структурные элементы и комплексы земной коры. — В кн.: Тектоника Прибалтики. Вильнюс: "Мокслас", 1979, с. 19—21.
- Сувейздис П. И., Брангулис А. П., Пуура В. А. Современные структурные элементы поверхности фундамента. — В кн.: Тектоника Прибалтики. Вильнюс: "Мокслас", 1979, с. 30—40.
- Сувейздис П. И., Брангулис А. П., Пуура В. А., Брио Х. С., Лашков Е. М. Структуры осадочного чехла (Структурные комплексы и современные структурные элементы). — В кн.: тектоника Прибалтики. Вильнюс: "Мокслас", 1979, с. 41—50.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, III. М., 1962. 550 с.
- Теодорович Г. И. О классификации кремнисто-карбонатно-глинистых пород. — Разведка и охрана недр. 1958, № 6, с. 7—12.
- Ульст Р. Ж. Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них рассеянного органического вещества. Рига, 1959. 198 стр.
- Ульст Р. Ж. Граптолитовые аргиллиты силура Прибалтики. Изв. АН Латв. ССР, 1960, № 9, с. 121—126.
- Ульст Р. Ж. Лландоверийские отложения Северной Латвии и их корреляция. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига: "Зинатне", 1972, с. 71—85.
- Ульст Р. Ж. Стратиграфия. Силурийская система. — В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига: "Зинатне", 1979, с. 57—78.
- Утсал К. Р., Юргенсон Э. А. Минералогия метабентонитов Эстонии. — Изв. АН ЭССР, 1971, т. 20, № 4, с. 336—348.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., 1958. 170 с.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изв. 2. М.: "Госгеолиздат", 1948. 387 с.
- Эйнасто Р. Э. Фациальные и палеогеографические условия образования эвриптеровых доломитов (силур Прибалтики). Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Докл. советских геологов, пробл. 8, 1968, с. 68—74.
- Эйнасто Р. Э. Классификация отложений. В кн.: Силур Эстонии. Таллин: "Валгус", 1970, с. 14—18.
- Эйнасто Р. Э. Строение и условия образования каармаского комплекса лагунных и отмельных отложений (силур Прибалтики). Автореферат, Ленинград, 1979. 35 стр.

- Эйнасто Р. Э. Первичные доломиты. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин: "Валгус", 1970, с. 46—54.
- Эйнасто Р. Э. Основные стадии развития и фациальные модули силурийского краевого бассейна Балтики. — В кн.: Теория и опыты экостратиграфии. Таллин: "Валгус", 1984.
- Юргенсон Э. А. Метабентониты Эстонской ССР. — Тр. Инст. геол. АН ЭССР, 1958, 11, с. 73—85.
- Юргенсон Э. А. О кремневых образованиях в ордовикских и силурийских карбонатных породах Эстонской ССР. — Тр. Инст. геол. АН ЭССР, 1958, 11, с. 87—92.
- Юргенсон Э. А. Доломиты райккюлаского горизонта нижнего силура Эстонской ССР. — Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук, 1959, т. 8, № 3, с. 143—152.
- Юргенсон Э. А. Размещение соединений железа в осадочных коренных породах Эстонской ССР. — Ежегодн. Об-ва естествоиспыт. при АН ЭССР, 1960, т. 53, с. 30—45.
- Юргенсон Э. А. О вещественном составе карбонатных пород тамсалуского горизонта. — Тр. Инст. геол. АН ЭССР, 1961, VI, с. 29—44.
- Юргенсон Э. А. Силурийские метабентониты Эстонской ССР. Лит и полезн. ископ. Эстонии. Таллин, 1964, с. 87—100.
- Юргенсон Э. А. Литология лlandoверийских отложений Эстонии. Таллин, 1966. 67 стр.
- Юргенсон Э. А. Терригенные породы. Распределение и состав терригенного материала. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин: "Валгус", 1970, с. 64—96.
- Юргенсон Э. А. Малые элементы в нерастворимом остатке карбонатных пород силура Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1971, т. 2, № 2, с. 145—151.
- Юргенсон Э. А. Распределение СаО и MgO в венлокских отложениях Прибалтики. — Изв. АН ЭССР, 1973, т. 22, № 2, с. 159—168.
- Юргенсон Э. А. Распределение аутигенного кремнезема в силурийских отложениях Прибалтики. — Изв. АН ЭССР, 1974, т. 23, № 4, с. 322—331.
- Юргенсон Э. А. Опыт исследования нерастворимого остатка карбонатных пород. — В сб.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс: "Мокслас", 1976, с. 31—36.
- Юргенсон Э. А. Содержание железа и распределение его форм в красноцветных породах силура Эстонии. — В материалах семинара "Опыт и методика изучения форм нахождения элементов в горных породах и ореолах рассеяния". Таллин: "Валгус", 1976, с. 32—34.
- Юргенсон Э. А. Расчленение разрезов силурийских отложений Прибалтики по терригенному материалу. — В сб.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 56—70.
- Юргенсон Э. А. Зональное распределение терригенного материала в силурийских отложениях Северной Прибалтики. — В сб.: Условия образования структур Прибалтики. Рига: "Зинатне", 1981, с. 121—128.
- Юргенсон Э. А. Фациальная зональность силурийского бассейна Прибалтики и геохимические особенности терригенного материала. — В сб.: Геохимические методы корреляции. Минск: "Наука и техника", 1982, с. 65—70.
- Юргенсон Э. А. Роль кремнезема в осадкообразовании силурийских отложений Прибалтики. Тезисы докл. семинара "Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза и осадочных толщ Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1984, с. 109—110.
- Юргенсон Э. А., Тийрмаа Р. Т. О распространении глауконита в силурийских отложениях Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Сер. Хим. Геол., 1972, № 2, с. 171—173.
- Юргенсон Э. А., Вийдинг Х. А. Особенности кластогенеза в карбонатных породах нижнего палеозоя Северной Прибалтики. — Изв. АН ЭССР, 1982, т. 31, № 3, с. 85—93.

- Armands, G. Geochemical studies of uranium, molybdenum and vanadium in a Swedish alum shale. — Stockholm contributions in Geology, 1972, V. 27, N^o 1, p. 1–148.
- Babin, C., Cocks, L. R. M., Walliser, O. H. Facies, faunes et paleogeographie antecarbo-nifere de l'Europe. — Geologie de l'Europe. Du Precambrian aux basins sedimentaires Post-Hercyniens. Memoire du B.R.G.M. 1980, N^o 108, p. 191–202.
- Bassett, M. G., Cherns, L., Karis, L. The Röde formation. Early Old Red sandstone facies in the Silurian of Jämtland Sweden. — Sverig. Geol. Unders. Ser. C, 1982, N^o 713, arsbok 76 N^o 6, p. 1–24.
- Bergström, J., Holland, B., Larsson, K., Norling, E., Sivhed, U. Guide to excursions in Scania. — Sverig. Geol. Undersökning, Ser. Ca Avhandl. uppsatser 1982, N^o 54, 95 p.
- Bjerreskov, M., Jorgensen, K. A. Late Wenlock graptolite-bearing tuffaceous sandstone from Bornholm, Denmark. — Bull. Geol. Soc. Denmark, 1983, v. 31, p. 129–149.
- Bjorlykke, K. Depositional history and geochemical composition of Lower Paleozoic epicontinental sediments from the Oslo region. — Norges Geol. Unders. 1874, N^o 305, Bull. 24, p. 1–81.
- Bjorlykke, K., Olausson, S. Silurian sediments, volcanics and mineral deposits in the Sagel-vater area, Tromsø, North Norway. — Norges Geol. Unders. 1981, N^o 365, bull. 61, p. 1–38.
- Christensen, O. B. Øvre silur i dybdeboringen Novling nr. 1 i Midtjylland Danmarks Geol. Unders., 1971, rapport nr. 7, pp. 1–24.
- Gee, D. G., Kumpulainen, R. An excursion through the Caledonian mountain chain in Central Sweden from Östersund to Storlien. — Sverig. Geol. Unders., Ser. C, 1980, N^o 774, arsbok 74, N^o 2, p. 1–66.
- Hirst, D. M. The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria, 11. The loca-tion and distribution of trace elements. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1962, 26, p. 1147–1187.
- Jaworowski, K. Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. — Acta Geol. Polonica, 1971, v. 21, N^o 4, p. 519–571.
- Jürgenson, E. Distribution and mineralogy of silt-sized terrigenous material in the North Baltic Upper Silurian deposits. — In Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Tal-linn: "Valgus", 1982, p. 25–33.
- Kaljo, D. Facies control of the faunal distribution in the Silurian of the Eastern Baltic region. — In: Intern. Geol. Congr. XXIV Sess. Canada, Sect. 7, Paleontology, Mont-real, 1972, p. 544–548.
- Klaamann, E., Einasto, R. Coral reefs of Baltic Silurian (structure, facies relations). — In: Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Tallinn: "Valgus", 1982, p. 35–41.
- Kudymov, B. Y. Spectral well logging. Amsterdam: "Elsevier", 1962, 77 p.
- Lindström, M. On some sedimentary and tectonic structures in the Ludlovian Colonus shale of Scania. — Geol. Föreningen Stockholm Föreläsningar, 1960, v. 83, p. 319–341.
- Lippmann, F. Sedimentary carbonate minerals. Berlin-Heidelberg-New-York: "Springer", 1973, 229 p.
- McKerrow, W. S., Ziegler, A. M. Paleozoic oceans. Nature Phys. Sci., 1972, v. 240, N^o 100, p. 92–94.
- Moore, J. R. Recent sedimentation in Northern Cardigan Bay, Wales. — Bull. Brit. Museum (Nat. History), Mineralogy 1968, v. 2, N^o 2, 131 p.
- Pettijohn, F. J. Sedimentary rocks. New York: "Harger", 1957, 718 p.
- Sanders, J. E., Friedman, G. M. Origin and occurrence of limestone. — In: Carbonate rocks: Origin, occurrence and classification. New York: "Elsevier", 1967, p. 169–265.
- Spjeldnaes, N. Ordovician climatic zones. — Norsk. Geol. Tidsskr., 1961, v. 41, part 1, p. 45–77.
- Sundquist, B. Carbonate petrography of the Wenlockian Slite beds at Hagnäs, Gotland. — Sverig. Geol. Unders. Serie C N^o 796, 1982, Arsbok, 76, N^o 9, p. 1–59.

- Tomczyk, H. Rozwoj litofacji Syluru w zachodniej Cześci syneklizy Perybaltyckiej. — *Biul. Inst. Geol.*, 1976, 270, p. 107–141.
- Tomczykowa, E., Tomczyk, H. Middle Silurian in the Podlasie depression (Eastern Poland). — *Biul. Inst. Geol.*, 1979, 318, p. 59–103.
- Tomczykowa, E., Tomczyk, H. Stratigraphy of the Polish Silurian and Lower Devonian and development of the Proto-Tethys. — *Acta Paleont. Polonica*, 1979, v. 24, N^o 1, p. 165–183.
- Turekian, K. K., Wedepohl, K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1961, v. 72, p. 175–192.
- Vogt, Th. Sulitelmefeltets Geologi og petrografi. — *Norges Geol. Undersekelse*, 1927, N^o 121.
- Wilson, J. L. Carbonate facies in geologic history. New York: "Springer", 1975.
- Worsley, D., Arhus, N., Bassett, M. G., Have, M. P. A., Mork, A., Olausson, S. The Silurian succession of the Oslo region. — *Norges geol. unders.* 1983, N^o 384, bull. 72, p. 1–57.
- Ziegler, A. M., Hansen, K. S., Johanson, M. S., Kelly, M. A., Scotese, C. R., Van der Voo, R. Silurian continental distributions, paleogeography and biogeography. — *Tectonophysics*, 1977, 40, p. 13–51.

Erika Jürgenson

SETETE KUHJUMINE BALTIKUMI SILURIS

Siluri settekivimeid uuriti litoloogiliselt 52 puursüdamikus (joon. 1.1), kusjuures osa uurimistulemustest on autori poolt publitseeritud juba rea aastate vältel (1971–1982). Käesoleva ülevaate koostamisel lähtuti 1976. a. vastu võetud stratigraafilisest skeemist (joon. 1.2). Karbonaatkivimite kirjeldamisel kasutati autori osavõtul väljatöötatud klassifikatsiooni (tab. 2.1.1).

Valdava osa Baltikumi silurist moodustavad karbonaatsed, terrigeensed-karbonaatsed ja karbonaat-terrigeensed settekivimid (joon. 2.1.1). Savid ja graptoliitargilliidid esinevad edela- ja läänepoolsetel aladel (Lääne-Eestis, Lääne-Leedus ja Kaliningradi oblastis). Karbonaate moodustavad moodustused settebasseini šelfi- ja nõlvavööndis peamiselt biogeensete ja biokemogeensete protsesside tulemusel (joon. 3.1.1, 3.1.2). Terrigeense materjali sisalduses täheldatakse rütmilist vaheldust, kusjuures aleuriitne fraktsioon kuhjus suuremas hulgas basseini äärealadel (joon. 4.1.1).

Terrigeense materjali mineraalses koostises valdavad kergetest mineraalidest kvarts ja päevakivid, rasketest läbipaistvatest mineraalidest tsirkoon, granaat, turmaliin, biotiit (joon. 4.6.1). Autigeensetest mineraalidest esineb rohkesti püriiti ja kaltsedoni. Mineraalse koostise muutused vertikaalses läbilõikes võimaldavad Baltikumi siluris eraldada 10 ühtlaste omadustega litokompleksi (joon. 4.5.1, 4.5.2).

Settekivimite keemiline koostis on suhteliselt vähemuutlik. Nii makro- kui mikroelementide sisalduses ei esine erilisi kontsentratsioone (tab. 3.4.1, 3.4.2, 5.1.1–5.1.3, 5.2.1, 5.3.1).

Arvestades settekivimeis esinevaid muutusi, oli võimalik rekonstrueerida siluriaegset paleogeograafilist situatsiooni (joon. 6.1.1). Põhiline osa settematerjalist kandus basseini suhteliselt tasasel settekivimeist koosnevailt rannikualadel. Settimine toimus perikontinentaalses meres, mille põhja- ja idapoolne osa moodustas madala šelfiala (Balti kilbi lõunanõlv) sügavnemisega lõuna- ja edela suunas (Balti süneklis).

DEPOSITION OF THE SILURIAN BEDS IN THE BALTIC

The lithology of Silurian deposits have been investigated in 52 core-sections of borings from the Baltic region (Fig. 1.1). More than 1000 samples were tested for the structural and textural properties, the content of terrigenous material and its mineralogical composition, and the chemical composition of the rocks.

The Silurian beds are composed of carbonate rocks, marls, clays and graptolite argillites (Fig. 2.1.1) deposited in a pericontinental marine basin. Most of the carbonate rocks are of biogenic or biochemogenic origin (biocalcirudites, biocalcarenes, biohermal and biomorphous rocks) containing a high per cent of calcite (till 90–100%). Carbonate component of the rocks was analysed as mineralogically (optics, X-ray) as chemically, including the relations with Fe, Mn and Sr. The content of CaO reaches its maxima in reef-facies and in shallow sea deposits, especially in the regressive phase of sedimentation (3.1.1), when the inflow of terrigenous material was insignificant. Most of the mineral dolomite in pure carbonates is of secondary origin. Only in few cases the sedimentary dolomite was precipitated in lagoonal facies belt (Middle Llandoveryan, Upper Wenlockian). An enrichment in MgO occurs also in clays and graptolite argillites, which may be of diagenetic origin, the Mg⁺⁺ derived from clay mineral alteration (Fig. 3.1.2). The secondary dolomitization, more widely distributed in the East Baltic, is often accompanied by an alteration of ferrous minerals to ferric ones. There is a close correlation between Ca⁺⁺ and Mg⁺⁺ (Fig. 3.1.3) and between calcite, dolomite and iron content (Fig. 3.4.4, 3.4.5). The content of iron is increasing towards the depressional part of the basin (Tab. 3.4.1) its highest values being noticed in the Lower Llandoveryan deposits (Tab. 3.4.2). The main part of the iron minerals is represented by pyrite, hematite and hydrohematite. Findings of siderite are not common.

The content of manganese increases in nodular clayey limestones of the open shelf facies belt. Mn is closely related with iron minerals (especially with ferric iron), and rarely with carbonates. The content of strontium has a maxima in aphanitic limestones of the Middle Llandoveryan. There is a positive correlation between Sr⁺⁺ and Ca⁺⁺ in the deposits.

The content of terrigenous material depends mainly on the inflow of it from surrounding continent. According to the content of terrigenous material five distributional zones can be distinguished in the sedimentary basin (Fig. 4.1.1) going more or less parallel to the ancient shoreline. It seems very likely that the first zone with the maximal content of terrigenous material, and placed in the lithoral facies belt, is not preserved at yet. Now the content of terrigenous material is increasing towards the center of basin in accordance with the vanishing of carbonate component.

The accumulation of terrigenous material in course of time, has a cyclic character — the carbonate layers alternating with marls and clays. In the depressional area of the basin, where the role of carbonates is subdued the cyclic pattern may be caused by alternating of grain size. Three maximums have been established in the Silurian sequence of the Baltic basin, the first of them being located in the Lower Llandoveryan. The second is connected with the Upper Llandoveryan and Wenlockian beds, and the third with the Ludlovian beds.

The terrigenous material is mainly composed of pelitic fraction, the sand-silt fraction, as a rule, not exceeding 20–25%. The later increases in the near-shore area (Fig. 4.1.1), particularly in the topmost beds of Silurian, where the presence of carbonaceous siltstones has been established.

The mineralogical analysis of terrigenous material was carried out in the sand-silt fraction and in the fine pelitic fraction (<2 μ). Quartz and feldspar are the common minerals in the light mineral fraction. The feldspar is prevailing (index of maturity less than 1) in the Llandoveryan beds in the northern part of the basin (Fig. 4.6.1). In the rest of the

sequence, quartz has a more important position. The record of heavy transparent minerals is not very long, zircon, garnet, tourmaline, rutile, titanite, brookite, corundum, apatite, amphiboles, pyroxenes and biotite being the more frequent components. Two dominant associations of them are distinguished. The garnet-zircon association is more widely distributed, the zircon-garnet association exists only in the Upper Llandoveryan and Lower Wenlockian. The variety of heavy mineral species is greatest in the near-shore facies belt, coinciding with the more considerable content of sand-silt fraction. The content of tourmaline decreases in clays, where the micas take a more important position. An enrichment of biotite is characteristic for the Ludlovian and Pridolian deposits. Corundum is an episodically appearing mineral, the more notable concentrations established in the Upper Wenlockian and lower beds of Ludlovian in the northwestern part of the basin (Fig. 4.6.1). The content and number of unstable minerals (amphiboles, pyroxenes etc.) increases gradually towards the near-shore deposits, and so they are more abundant in the uppermost beds of Silurian.

The pelitic fraction of the terrigenous material is represented by illite with a sparse admixture of chlorite, the latter being more frequently distributed in the near-shore areas. Several clay interlayers of volcanic origin (metabentonites) were deposited during the Silurian, composed mainly of mixed-layered montmorillonite-illite and illite, sometimes of kaolinite and illite or chlorite.

According to the statistical analysis of the lithological and mineralogical data of the deposits, the Silurian sequence in the Baltic can be subdivided into ten sufficiently homogeneous lithocomplexes (Fig. 4.5.1, 4.5.2) which boundaries very often coincide with the boundaries of stratigraphical units, being more clearly developed in the near-shore facies belt and less distinguishable in the central part of basin. Mineralogical composition of the lithocomplexes shows notable changes in relations between quartz and feldspar, zircon and garnet, and in the content of biotite and other unstable minerals.

The chemical analysis of the Silurian rocks was carried out in two parts, at first, the general analysis of rocks, and then, the analysis of the insoluble residue and terrigenous material. The medium composition of the rocks does not, as a rule, differ from the medium composition of the corresponding rocks in the lithosphere (Tab. 5.1.2, 5.1.3), only the content of Fe^{++} exceeding it. The chemical composition of terrigenous material, especially of the fine pelitic fraction (fr. $<2\mu$) shows a greater concentration of microelements, and so the cyclic character of the distribution of terrigenous material, in course of time, appears likely in the distribution of microelements (Fig. 5.3.1, 5.3.2, 5.3.3). Many of the microelements are concentrated in the depressional deposits of the basin, particularly in the graptolite argillites (V, Cu, Ga). A high concentration of the microelements has been established too in the redcoloured clays and marls (Cr, Ni, Co, Cu), and metabentonites (Pb, Zr).

The sedimentation in the Baltic basin during Silurian was determined by two main factors: the tectonic structure and the climate of the region. The basin was situated on the southern slope of the Baltic shield and the Baltic syncline, surrounded from the north and east by the Fennoscandian craton (Fig. 6.1.1). Due to the plane source area mainly composed of sedimentary rocks (Vendian, Cambrian, Ordovician), the inflow of terrigenous material was not very abundant and fine-grained sediments prevailed. From a combined study of mineralogical and lithological data it is possible to conclude that the main direction of sediment transport was from W-NW and NE to south (Fig. 6.1.1), and only sparsely from SW. Our geochemical and mineralogical investigations assert the general opinion of the hot and arid climate, existing on the continent, whereas the whole area must have been in Silurian very close to equator.

Five great transgressions took place during the Silurian, the longest one occurring in the Upper Llandovery and Lower Wenlock, corresponding to the maxima of volcanic activity (Fig. 6.4.1). Two extensive regressions have been recognised: in the Middle Llandovery and Upper Wenlock, and the third and final in the Pridoli. The presence of fresh

terrigenous material with an abundance of unstable minerals is obvious in transgressive phases of sedimentation, whereas the concentration of stable minerals (quartz, zircon) and intensity of forming of autigenic minerals (chalcedon, baryte) was greatest in regressive phases. The influence of transgressive-regressive movements was greater in the near-shore facial belts, diminishing gradually towards the central area of the basin where the depths were more significant. The main limit between these two areas is marked by the limit between terrigenous-carbonate and carbonaceous-terrigenous deposits, where the distinctness of the lithocomplex boundaries is vanishing.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ СИЛУРА ПРИБАЛТИКИ	7
2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ	11
2.1. Классификация карбонатных пород	11
2.2. Распространение основных типов пород	15
3. КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ В СИЛУРИЙСКОМ БАСЕЙНЕ	33
3.1. Общий ход карбонатонакопления	33
3.2. Содержание и распределение кальцита и формы его накопления	53
3.3. Содержание и распределение доломита и формы его накопления	65
3.4. Взаимосвязь между кальцием, магнием и окисным, закисным железом, марганцем, стронцием	67
4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ	72
4.1. Содержание терригенного материала и его гранулометрический состав	72
4.2. Минеральный состав псаммито-алевритовой фракции	85
4.3. Минеральный состав глинистой фракции	91
4.4. Минеральный состав вулканогенного материала	93
4.5. Выделение литокомплексов в силурийском разрезе Прибалтики на основе терригенного материала	96
4.6. Фациальная зональность бассейна и распределение терригенного материала	110
5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ	123
5.1. Средний химический состав силурийских пород Прибалтики	125
5.2. Макроэлементы в нерастворимом остатке и фациальная зональность	130
5.3. Микроэлементы и фациальная зональность	133
6. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СИЛУРИЙСКОМ БАСЕЙНЕ ПРИБАЛТИКИ И СОСЕДНИХ РАЙОНОВ	140
6.1. Тектонические особенности бассейна осадконакопления	140
6.2. Основные черты климатических условий и гидрохимический режим бассейна	145
6.3. Возможные источники и пути сноса терригенного материала и гидродинамический режим бассейна	149
6.4. Палеофациальная характеристика силурийского осадконакопления (Закключение)	152
Литература	156

Академия наук Эстонской ССР.
Институт геологии.
Эрика Юргенсон.
Осадконакопление в силуре Прибалтики.
Редакторы Д. Кальо, А. Уусталу.
Художественный редактор Х. Пузанов.
Технический редактор Э. Сагрис.
Корректор И. Пикнер.
ИБ № 5968.
Сдано в набор 09. 09. 86.
Подписано в печать 08. 04. 87.
МВ-04248.
Формат бум. 60х84/16.
Бумага офсетная.
Гарнитура Универсум.
Офсетная печать.
Текст набран в издательстве на машине
фирмы ИБМ.
Усл. печ. л. 10,23.
Усл.-кр. отт. 10,23.
Уч.-изд. л. 9,04.
Тираж 600.
Заказ № **2816**
Цена 1 р. 70 к.
Заказное.
Издательство "Валгус", 200090, Таллин,
Пярнуское шоссе, 10.
Типография "Пярнүтрюкк", 203600, Пярну,
ул. Ринги 1.

IE

Rbl. 1. 70

Эрика Юргенсон ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СИЛУРЕ ПРИБАЛТИКИ

Эрика Юргенсон

Эрика Юргенсон

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СИЛУРЕ ПРИБАЛТИКИ

