

В. ПУУРА, А. МАРДЛА

СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В ЭСТОНИИ

За последнее десятилетие в Эстонии достигнуты большие успехи в изучении территории путем глубинного бурения. Более 150 скважин вскрывают полный разрез осадочного чехла, тысячи других — значительную часть его. Керны многих скважин детально исследованы стратиграфами и литологами. Это является хорошей предпосылкой для выявления современной структуры и истории формирования осадочных толщ. Предлагаемая статья составлена по материалам проводимых начиная с 1965 г. тематических исследований тектоники Эстонии. Кроме авторов, в них принимали участие геологи В. Рягел, Э. Мардла, А. Вийганд, В. Таалмани, геофизик В. Мосина и другие.

Основной чертой современной геологической структуры территории Эстонии является ее двухчленное строение, характерное для плит древних платформ — на глубоко денудированной выравненной поверхности складчатого кристаллического фундамента архейско-среднепротерозойского возраста залегает тектонически слабо нарушенный и неметаморфизованный платформенный чехол. Последний сложен исключительно из осадочных пород вендского (валдайского), кембрийского, ордовикского, силурийского, девонского и четвертичного возрастов. Мощность чехла сравнительно небольшая даже для платформы — от 100 до 700 м. Несмотря на это, разрез чехла, особенно ордовика и силура, весьма полный. Малая мощность чехла обусловлена тем обстоятельством, что территория Эстонии в течение всей платформенной истории оставалась за пределами областей интенсивного осадконакопления.

В современной структуре северо-запада Русской плиты, в пределах территории Эстонии, вендские и палеозойские отложения образуют субширотную моноклинал, являющуюся переходной зоной между Балтийским щитом и Балтийской синеклизой.

Слоистость осадочных толщ в общем параллельна поверхности фундамента (см. таблицу). Четвертичные отложения отделены от более древних слоев длительным перерывом и имеют отличные от последних условия залегания. В связи с этим четвертичные отложения можно рассматривать в качестве самостоятельного структурного подразделения осадочного чехла, однако из-за специфичности четвертичного осадконакопления этот вопрос заслуживает отдельного рассмотрения.

Рельеф фундамента весьма плоский. Установленные бурением локальные неровности его обусловлены главным образом тектоническими подвижками платформенной стадии развития.

Условия залегания осадочного чехла по данным структурных скважин
(в числителе — азимут падения, в знаменателе — падение в м/ки; угол)

Опорный горизонт	Среднее по Эстонии (1)	Северо-запад (2)	Запад (3)	Юго-запад (4)	Север (5)	Восток Средней Эстонии (6)	Северо-восток (7)
Подшва наровского гори- зонта (D_{2nr})	167° 3,03; 10°30"						
Подшва нижнего силура (S_{1jr-tm})			183°30' 4,45; 15°20"	189°40' 5,26; 18'			
Подшва леедеского гори- зонта (O_{1lt})	193° 3,12; 10°40"	182°10' 3,15; 10°40"	180°30' 3,97; 13°40"	193°50' 4,22; 14°30"	184°50' 3,0; 10°20"	182° 1,9; 6°30"	179° 2,6; 9'
Подшва локатиского гори- зонта ($С_{m,lk}$)	194°30' 3,38; 11°30"	182°30' 3,20; 11'	180°40' 4,28; 14°40"	193°20' 4,42; 15°10"	185°30' 3,15; 10°50"	190°30' 3,07; 10°30"	180° 2,8; 9°40"
Поверхность фундамента	196°10' 2,43; 8°20"	187°30' 2,30; 7°50"	182°40' 3,80; 13'	198°00' 3,38; 11°30"	180°20' 2,44; 8°25"	178° 2,10; 7°10"	167° 2,0; 6°50"

За основу приняты данные структурных скважин: (1) Селите 173, Суурупи 115, Вийвиконна 44п, Каагвере 1, подшва наровского гори-
зонта: Холдре 2, Лаэва 297, Петсери 330, (2) Хаапсалу 3, Суурупи 115, Ваймйаза 302; (3) Хаапсалу 3, Селите 173, Ваймйаза 302; (4)
Хяэдемээсте 172, Тоотси 175, Вильянди 91; (5) Арукюла 40, Кахала 11, Кестла 248; (6) Абья 92, Виру-Роэла, Каагвере 1; (7) Раннапун-
геря 76, Эреда 319, Яама 3.

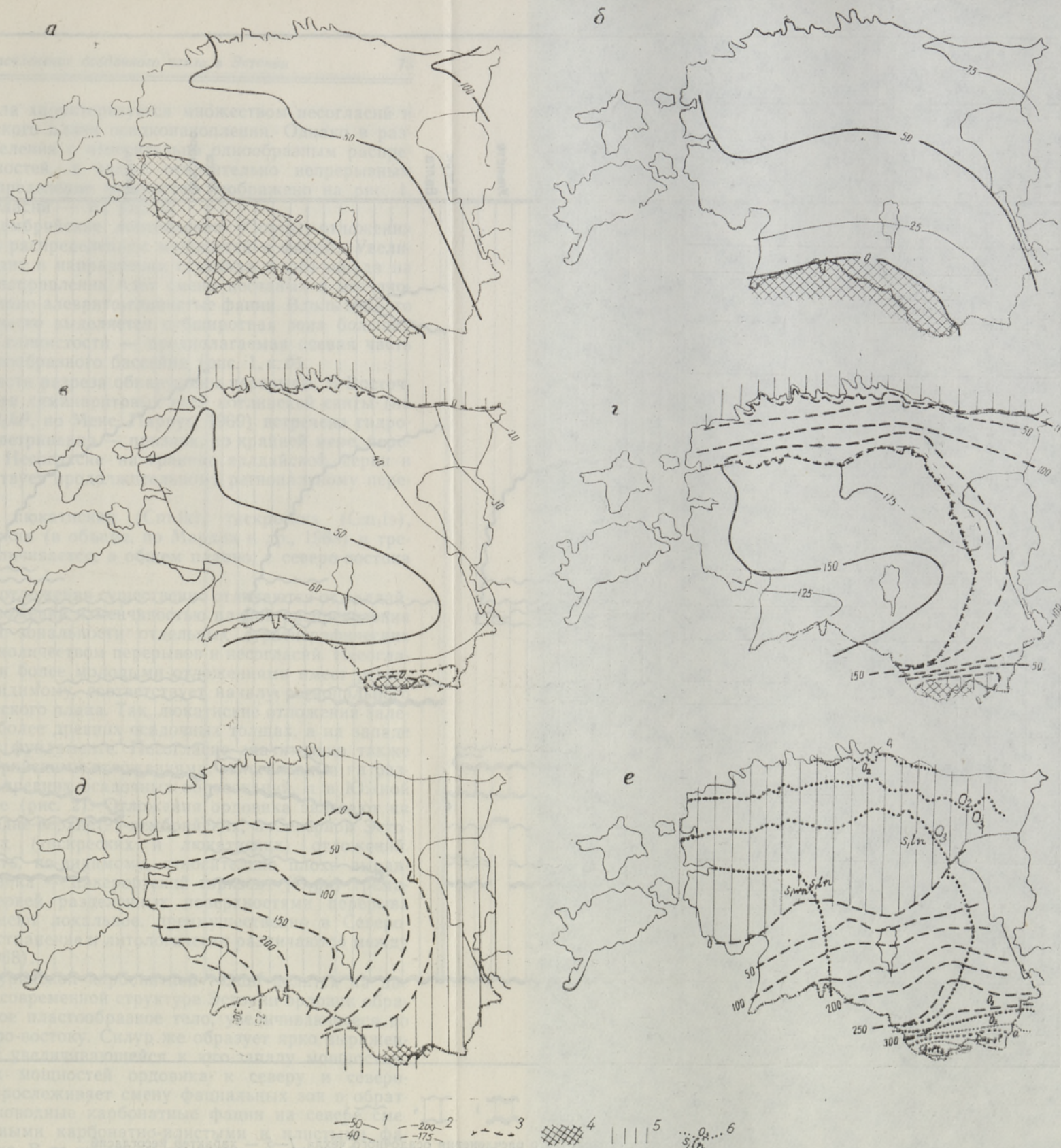


Рис. 1. Распределение мощностей структурных подразделений осадочного чехла.

а — валдайские отложения; б — дотрилобитовый нижний кембрий (субхолмневые слои); в — трилобитовый нижний кембрий (холмневые слои), средний-верхний (?) кембрий, тремадокский ярус; г — онтикасский ярус нижнего ордовика, средний и верхний ордовик; д — силур; е — девон.
1 — изопакхты; 2 — изопакхты частично денудированных подразделений; 3 — границы распространения полных мощностей; 4-6 — элементы геологии и палеогеологии; 4 — выход кристаллического фундамента; 5 — выход более древних осадочных толщ; 6 — границы выхода (на поверхности и погребенные) и индексы возраста.

ЕДИНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА				СУБРЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА		СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ						СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ		
ГРУППА, ПОДГРУППА	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	СЕРИЯ, СЛОИ	ГОРИЗОНТЫ, СВИТЫ							ЯРУС	ПОДЭТАЖ	ЭТАЖ
$P_{22}-K_2$						Мынине	Ульясте	Азери	Валга	Лонса	Охесааре	Пярну	Таллин	
P_{22}	D	D_3												
		D_2	живет-эйфель		$D_3 pr-D_2 br$									ДЕВОНСКИЙ
		D_1			$D_1 ss-D_1 vs$									
P_{21}	S	S_2	даунтон		$S_1 jn-S_2 oh$									
			лудлов											
		S_1	венлок		$S_1 jr-ad$									
			лландовери											
	O	O_3	ашгилль	харьвуская	$O_3 rk-O_3 rk$									
			карадок											
		O_2	лландейло	вируская	$O_2 as-on$									
			лланвирн											
	O_1		арениг	онтикская	$O_1 vl-O_1 vl-O_1 kl$									
			тремадок		$O_1 rk$									
	Cm	Cm_{2-3}			$Cm_{2-3} (?)$ нерасчлен.									
				холмиевые	Cm, ls Cm, lk									
		Cm_1		субхолмиевые	Cm, ln									
P_{t3}				валдайская	$Pt_3 gd$ $Pt_3 kl$									
				волынская										
$A+P_{t2}$														КРИСТ. ФУНДАМЕНТ

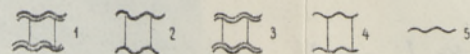


Рис. 2. Схема структурного расчленения осадочного чехла. 1—5 — характер несогласий:

1 — резкое угловое несогласие между структурными этапами; 2 — угловое несогласие между структурными подэтажами; 3 — стратиграфическое несогласие между структурными ярусами с разными структурными планами; 4 — стратиграфическое внутриярусное несогласие; 5 — стратиграфическое несогласие (незначительный перерыв).

* В понимании Б. Соколова (1965).

Разрез осадочного чехла характеризуется множеством несогласий и изменчивостью тектонического плана осадконакопления. Однако в разрезе выделяются подразделения с относительно однообразным распределением фаций и мощностей, а также относительно непрерывным осадкообразованием. Распределение мощностей изображено на рис. 1, наличие и характер несогласий — на рис. 2.

Валдайские и нижнекембрийские лонтоваские (Cm_1ln) отложения характеризуются сходным распределением мощностей и фаций. Увеличение мощностей происходит в направлении с запада и юго-запада на северо-восток, в том же направлении идет смена песчаных и песчано-алевритовых фаций на песчано-алеврито-глинистые фации. Вдоль южного берега Финского залива четко выделяется субширотная зона больших мощностей и наибольшей глинистости — предполагаемая осевая часть открытого на восток заливообразного бассейна (рис. 1, а, б).

Внутри описываемой части разреза обнаружены перерывы. В Восточной Эстонии на поверхности лямнаритовых глин котлинской свиты (на уровне границы $Pt_3kl^2 - Pt_3kl^3$, по Менс, Пиррус, 1969) встречена гидрогетитизированная кора выветривания — признак, по крайней мере, перерыва местного значения. Несогласие на границе валдайской серии и нижнего кембрия соответствует продолжительному региональному перерыву в осадконакоплении.

Суммарная мощность люкатиских (Cm_1lk), тискреских (Cm_1ts), средне-верхне(?) -кембрийских (в объеме, по Мардла и др., 1968) и тремадокских отложений увеличивается, в общем плавно, с северо-востока на юго-запад (рис. 1, в).

Эти глинисто-песчаные отложения существенно отличаются от валдайско-нижнекембрийских отложений изменчивостью планов распределения мощностей и фациальной зональности отдельных стратиграфических единиц, а также большим количеством перерывов и несогласий. Несогласие между лонтоваскими и более молодыми отложениями имеет региональный характер и, по-видимому, соответствует началу регионального переоформления тектонического плана. Так, люкатиские отложения залегают на разновозрастных более древних осадочных толщах, а на западе даже на кристаллическом фундаменте. Несогласие значительно также под средне-верхне(?) -кембрийскими отложениями, залегающими на размытой поверхности более древних осадочных образований, а в Южной Эстонии — на фундаменте (рис. 2). Отложения ордовика залегают на размытой поверхности средне-верхне(?) -кембрийских, в Северной Эстонии — нижнекембрийских (тискреских и люкатиских) отложений. Доордовикская поверхность, по-видимому, относительно плохо выравнена. Нижняя часть ордовика — пакерортский горизонт (O_1pk) тремадока — представлена серией разделенных поверхностями перерыва пачек (до 6), которые имеют локальное, преимущественно в Северо-Западной Эстонии, распространение и литологически различаются между собой (Лоог, Кивимяги, 1968).

Разрез ордовикско-силурийской карбонатной толщи делится на две части: ордовик и силур. В современной структуре Эстонии ордовик образует наиболее выдержанное пластообразное тело, увеличивающееся по мощности к северу и северо-востоку. Силур же образует ярко выраженное клинообразное тело с увеличивающейся к юго-западу мощностью.

Увеличение суммарных мощностей ордовика к северу и северо-востоку в общих чертах прослеживает смену фациальных зон в обратном направлении — мелководные карбонатные фации на севере сменяются более глубоководными карбонатно-илистыми и илистыми фациями на юге и юго-востоке. В то же время изменение мощностей стра-

тиграфических подразделений (горизонтов, ярусов, отделов) имеет локальный характер, создавая в целом мозаичное и мозаично-зональное распределение участков больших и малых мощностей (см. Мянниль, 1966, рис. 48—68). В силуре смена мелководных карбонатных фаций на более глубоководные карбонатно-илистые фации происходит в полном соответствии с изменением мощностей с северо-востока на юго-запад в направлении Балтийской синеклизы. На фоне этой общей закономерности выделяются локальные зоны преимущественно запад-юго-западного простирания больших мощностей отдельных стратиграфических единиц (см. Кальо и др., 1970). Для разных стратиграфических единиц местоположение этих зон различное.

Карбонатная толща ордовика расчленена многими поверхностями перерыва, которые ввиду особенностей литологического состава легко обнаруживаются. В аренге и нижней части лланвирна некоторые из этих поверхностей имеют широкое территориальное распространение и соответствуют перерывам в осадконакоплении в объеме подгоризонта или его части (Орвику, 1960 а, б; Мянниль, 1966). В остальной части разреза перерывы также имеют место, однако специально они там не изучались. Ордовик и силур разделены региональной регрессией в конце поркуниского времени (Мянниль, 1966; Кальо и др., 1970).

Девонские отложения имеют совершенно новый по сравнению с силурийскими план распределения мощностей и фациальной зональности отложений. Увеличение мощности и смена континентальных отложений морскими происходит с севера на юг и юг-юго-восток. Граница распространения континентальных и морских, в основном терригенных красноватых отложений, проходила в северо-восточном направлении через Центральную и Юго-Восточную Эстонию. Местоположение этой границы менялось на разных стадиях развития бассейна: нижние свиты и горизонты трансгрессивно залегают на додевонских образованиях и друг на друге. Возраст девонских отложений (рис. 2) нами принят по Д. Обручеву (в печати).

Додевонская поверхность ордовика-силура глубоко денудирована, но к началу девонского осадконакопления почти вся выравнена. Несмотря на то, что различие азимутов наклона небольшое (см. таблицу), это несогласие выявлено уже на первых геологических картах (Grewingk, 1878).

Перерывы в осадконакоплении ранее предполагались на границах пярнуского и наровского горизонтов, а также среднего и верхнего девона (Марк, Паасикиви, 1960). В настоящее время существование, по крайней мере, нижнего перерыва считается спорным.

Описанные подразделения осадочного чехла, разделенные несогласиями, характеризуют этапы формирования современной геологической структуры территории Эстонии. Определенная этапность проявляется также в возникновении локальных тектонических дислокаций, а также в последующем их оживлении.

В валдайскую эпоху сформировалась древнейшая известная нам локальная тектоническая форма — ульястеская плакантиклиналь, имеющая конседиментационное происхождение, т. е. поднятие блока фундамента происходило во время осадконакопления. К концу валдайской эпохи формирование ее приостановилось — верхняя регрессивная пачка котлинской свиты частично перекрывает гребень блока (Вахер и др., 1962; 1964). Оживление в развитии плакантиклинали происходило в тремадоке и после среднего ордовика, вероятно на границе силура и девона.

На границе кембрия и ордовика, по имеющимся данным*, сформир-

* Частное сообщение Э. Кала.

ровался вихтерпалуский сброс (северо-запад Эстонии), претерпевший позднейшее оживление. В ордовике образовалась группа плакантиклиналей на о. Хийумаа (Viiding jt., 1969).

В эпоху регионального поднятия на границе силура и девона территория подвергалась наиболее сильному тектоническому дроблению, о чем свидетельствуют многочисленные нарушения. Наиболее крупным среди них является Рижско-Псковская зона разлома, в своей основной части расположенная на территории Северной Латвии. На северном крыле разлома формировались поднятия фундамента с образованием глыбовых складок в валдайско-силурийской толще (мынистеская, локновская и другие плакантиклинали) (Паасикиви, 1965). На северо-востоке и в центральной части Эстонии в пределах широкой Пярну-Нарваской зоны разломов появились зоны сбросов (сбросо-флексур) — азерискская, ахтмеская (Вахер и др., 1962) и другие. В условиях растяжения по трещинам северо-восточного простирания образовались «трещины-жилы» (Газизов, 1958), заполненные песчаным материалом трещины. Вдоль зон сбросов, безамплитудных зон дробления и отдельных трещин развивался карст. Как уже сказано, в эту тектоническую эпоху оживлялись и более древние нарушения (ульястеское и др.).

В эпоху девонского осадконакопления тектонические дислокационные движения ослабились. В Рижско-Псковской зоне разломов имели место конседиментационное оживление подвижек, а после девона, по-видимому, повторные подвижки. На северо-востоке Эстонии имеются доказательства о посленаровском (послесреднедевонском) оживлении зон тектонического дробления северо-восточного простирания (Вахер и др., 1962).

Верхняя поверхность девонских, а также более древних отложений в полосах их выходов под четвертичные отложения весьма сильно расчленена под воздействием преимущественно кайнозойских процессов денудации.

Основываясь на приведенных данных о несогласиях в геологическом разрезе, об изменениях тектонического плана осадконакопления и о локальных тектонических нарушениях, напрашивается вывод о делении осадочного чехла на три части (рис. 2). Нижняя часть объединяет в себе, безусловно, вендские и нижнекембрийские лонтоваские отложения, средняя — ордовикские и силурийские карбонатные толщи, верхняя — девонские отложения. Затруднение вызывает отнесение отложений, начиная от нижнекембрийских люкатиских и до нижнеордовикских пакерортских, к определенной — нижней или средней — части разреза. Как указано выше, эти относительно небольшие по мощности толщи разделены многочисленными перерывами и несогласиями. Принимая во внимание надежно устанавливаемое различие плана распределения мощностей лонтоваской и люкатиской свит (рис. 2), названные толщи отнесены к среднему структурному подразделению разреза.

Выделенные три части разреза осадочного чехла Эстонии имеют, в свою очередь, вполне определенное структурное содержание и каждая из них соответствует определенному геологическому этапу осадконакопления на изучаемой территории. Две нижние части выделяются нами в качестве структурных ярусов, объединяемых в нижний, вендско-силурийский структурный подэтаж. Это отличается от принятого Н. Иголкиной и др. (1970) структурного расчленения чехла Русской плиты: наши вендско-нижнекембрийский и кембро-силурийский ярусы соответствуют единому, второму снизу, структурному ярусу указанных авторов.

Несогласие между средней и верхней частями разреза более существенно, чем между нижней и средней частями. Оно характеризруется, кроме резкой смены планов осадконакопления, интенсивным тектониче-

ским дроблением и денудацией территории во время континентального перерыва, а также резкой сменой формационного характера отложений.

Эти обстоятельства позволяют считать границу между силуром и девоном основной, наиболее существенной в геологическом разрезе границы, разделяющей структурные подэтажи платформенного чехла.

Границы выделенных структурных подразделений примерно соответствуют рубежам тектономагматических циклов по А. Пронину (1969 а, б): байкальского и каледонского, а также каледонского и герцинского. Дислокационные тектонические движения на территории Эстонии проявлялись наиболее интенсивно в позднекаледонскую фазу; о позднебайкальских движениях имеется еще мало данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахер Р. М., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. 1962. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Вахер Р. М., Кууспалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. 1964. О геологическом положении сульфидных рудопоявлений в районе Ульясте. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин.
- Газизов М. С. 1958. К вопросу о морфологии и происхождении глубинного карста в Прибалтийском сланцевом бассейне. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.
- Иголкина Н. С., Кириков В. П., Кривская Т. Ю. 1970. Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы. Сов. геол., № 11.
- Кальо Д. Л. (ред.). 1970. Силур Эстонии. Таллин.
- Лоог А., Кивимяги Э. 1968. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 17, № 4.
- Мардла А. К., Менс К. А., Кала Э. А., Каяк К. Ф., Эрисалу Э. К. 1968. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс.
- Марк Э. Ю., Паасикиви Л. В. 1960. Девонская система. Геология СССР, XXVIII, Эстонская ССР.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. 1969. Древняя кора выветривания лямнаритовых глин Северо-Запада Русской платформы. I. Распространение, морфология и зональность строения. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 18, № 4.
- Мяниль Р. М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин.
- Обручев Д. В. Значение позвоночных для корреляции силурийских и нижне- и среднедевонских отложений СССР (в печати).
- Орвику К. К. 1960а. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
- Орвику К. К. 1960б. Литостратиграфические особенности ордовикских горизонтов волхов (В), кунда (Вил) и азери (С1а) в северной части Эстонской ССР. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7, Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.
- Паасикиви Л. В. 1966. Геологическое строение и история развития Ханья-Локновского и Мынистеского поднятий. Вопр. развед. геофиз., вып. 5.
- Пронин А. А. 1969. Каледонский цикл тектонической истории Земли. М.
- Пронин А. А. 1969. Герцинский цикл тектонической истории Земли. М.
- Соколов Б. С. 1965. Развитие органического мира на рубеже докембрия и кембрия и вендско-кембрийская граница. Всес. совещ. по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия (тезисы докладов). Уфа.
- Grewingk C. 1878. Geognostische Karte der Ostseeprovinzen. 2. Ausg., Dorpat. Schultz.
- Viiding H., Kala E., Põbul E. 1969. Paluküla mõistatus laheneb, Eesti Loodus, nr. 8.

Управление геологии
Совета Министров Эстонской ССР

Поступила в редакцию
27/IV 1971

V. PUURA, A. MARDLA

EESTI PEALISKORRA STRUKTUURILINE LIIGESTUS

Pealikord moodustab ühe struktuurikorruse, milles võib eristada kolm järgmist üks-teisest omaaegsete settebasseinide tektoonilise plaani (joon. 1), kaasaegsete lasumustingi-muste (tabel) ning tektooniliste dislokatsioonide intensiivsuse ja iseloomu poolest erinevat

kihtide kompleksi: 1) valdai seeria ja almkambriumi lontova lade, 2) kambriumi ülemine osa, ordoviitsium ja silur, 3) devon. Suur diskordantsus esineb teise ja kolmanda kihikompleksi vahel. Kambriumi läbilõike ülaosas ja ordoviitsiumi alumises osas esineb palju katkestus- ning põikseid pindu, kuid vaatamata sellele ei esine alumise kahe kihikompleksi vahel olulisi lasumuse erinevusi. Vastavalt sellele jaotatakse pealiskorra läbilõige kaheks struktuurialamkorruseks: alumine — valdai-siluri alamkorrus, ülemine — devoni alamkorrus. Valdai-siluri struktuurialamkorrus jaotatakse omakorda kaheks struktuurijärguks (joon. 2).

V. PUURA, A. MARDLA

THE STRUCTURAL DISSECTION OF THE SEDIMENTARY COVER OF ESTONIA

The sedimentary cover on the territory of Estonia makes one structural stage, which may be subdivided into three strata complexes, different in the tectonical appearance of the former sedimentary basins (Fig. 1), in recent mode of occurrence and in intensity of tectonical dislocations: 1) Valdai Series and Lontova Stage of Lower Cambrian; 2) the upper part of Cambrian, Ordovician and Silurian; 3) Devonian. There is a remarkable disconformity between the second and third strata complexes, but there is no substantial difference in the occurrence of the first and the second complexes in spite of the numerous rupture and disconformity surfaces in the upper part of the Cambrian and lower part of the Ordovician. Correspondingly, the sedimentary cover is divided into two structural sub-stages: the lower — Valdai-Silurian and the upper — Devonian. The Valdai-Silurian structural substage, in its turn, is divided into two smaller structural units (Fig. 2).