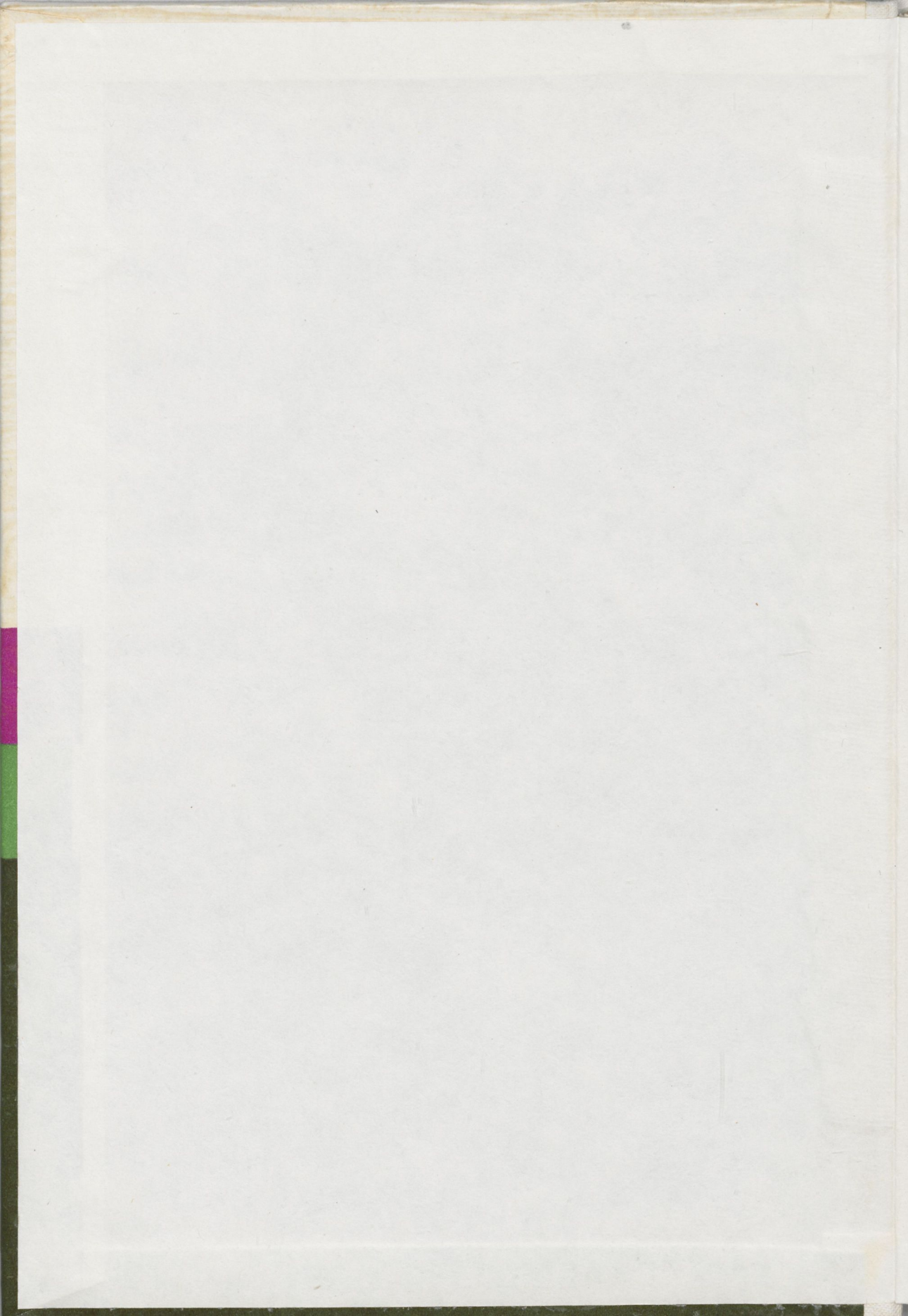


**К. Менс Э. Пиррус**

**СТРАТО-  
ТИПИЧЕСКИЕ  
РАЗРЕЗЫ  
КЕМБРИЯ  
ЭСТОНИИ**







Академия наук Эстонской ССР  
Институт геологии

К. А. Менс, Э. А. Пиррус

**СТРАТОТИПИЧЕСКИЕ  
РАЗРЕЗЫ  
КЕМБРИЯ ЭСТОНИИ**

TTÜ GEOLOGIA INSTITUUT  
RAAMATUKOGU

Nr. 6464

«Валгус» • Таллин 1977



Редакционная коллегия:

кандидаты геолого-минералогических наук С. С. Бауков, Х. А. Вийдннг, Д. Л. Кальо (председатель), Э. Р. Клааманн (секретарь), доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мянниль, академик АН ЭССР К. К. Орвику, доктор геолого-минералогических наук А. В. Раукас.

Ответственный редактор Р. М. Мянниль.

Печатается по постановлению

Редакционно-издательского совета Академии наук Эстонской ССР  
РИСО № 1185

Художник-оформитель Т. Ару.

УДК 551.732 (474.2)

**Стратотипические разрезы кембрия Эстонии.** К. А. Менс, Э. А. Пиррус. Изд. Академии наук ЭССР. Изд-во «Валгус», Таллин, 1977 (рез. эст., англ.).

Излагается справочный материал по стратотипическим разрезам кембрия Северной Эстонии, необходимый для геологов, работающих в области стратиграфии палеозойских отложений в пределах Восточно-Европейской платформы. В первой части работы рассматриваются основные черты кембрийского разреза вдоль южного берега Финского залива, приводятся характеристика и обоснование выделенных здесь стратиграфических единиц, а также их соотношения со сводным разрезом кембрия платформы. Во второй части дано послынное описание стратотипических разрезов и приведены результаты их детального литолого-минералогического и палеонтологического изучения. Работа рассчитана на широкий круг геологов, но может служить и путеводителем для геологических экскурсий по классическим обнажениям кембрия Эстонии. Рис. 13. Фототабл. 16. Табл. 4. Библ. 63 назв.

М  $\frac{20801 - 282}{М 906 (16) - 77}$  Зак.

© Академия наук Эстонской ССР, 1977 г.

Выпущено по заказу Академии наук Эстонской ССР.



## ВВЕДЕНИЕ

Кембрийские отложения на территории Эстонии распространены повсеместно. Они отсутствуют только на сводах нескольких локальных структур (Мьнисте, Палукюла) и в отдельных дочетвертичных погребенных долинах Северной Эстонии (Вяэна, Пирита и др.). На дневную поверхность кембрийские отложения выходят лишь в виде узкой полосы вдоль южного берега Финского залива, где они на протяжении более ста лет постоянно исследуются. Именно результаты исследования разрезов кембрия на выходах в Северной Эстонии и частично в Ленинградской области послужили основой для стратиграфической схемы кембрия северо-запада Восточно-Европейской платформы (Решения... , 1965), которая сыграла важную роль в проведении последующих исследовательских и геолого-поисковых работ на нефть.

Однако широко развернувшиеся в последние годы геологические работы, сопровождаемые буровыми работами большого объема, дали новый богатый материал, значительно повлиявший на изменение прежних представлений о строении кембрийского разреза в пределах платформы. Выяснилось, что в Прибалтийском регионе в кембрии выделяются по крайней мере три структурно-фациальных района, в пределах которых отложения этого периода различаются по фациальному характеру и стратиграфической полноте (Брангулис и др., 1974). Оказалось, что классический Северо-Эстонский разрез является только частью сводного кембрийского разреза западной окраины платформы (табл. 1): здесь отсутствуют наиболее древние ровенские слои кембрия, установленные в Вольно-Подолии (Кирьянов, 1968), в Московской синеклизе (Кирсанов, 1968; Волкова, 1973) и в последние годы также в юго-восточных районах Прибалтики (Биркис и др., 1972); отсутствуют здесь и верхи раннего кембрия, а также отложения среднего и позднего кембрия, широко распространенные в более южных районах запада платформы (Лендзён, 1968; Лиелдиена, Фридрихсоне, 1968; Кирьянов, 1969; Биркис и др., 1970 и т. д.).

В свете этих данных весьма существенное значение приобретает вопрос о представительности стратиграфических единиц кембрия Северной Эстонии как эталонных для всей платформы и о соответствии их стратотипических разрезов современным требованиям, предъявляемым к эталонным разрезам (Задачи..., 1963). Эти вопросы можно решить лишь путем анализа всего нового материала исследования, чему и посвящается настоящая публикация.



Положение подразделений кембрия Северной Эстонии в сводной стратиграфической схеме запада Восточно-Европейской платформы

Отдел	Серия (зона) по трилобитам	Время по комплексам акритарх*	Подразделения кембрия Северной Эстонии
Верхний	<b>Parabolina spinulosa</b> Homagnostus sp.		
Средний	<b>Paradoxides</b> Ellipsocephalus polytomus Ellipsocephalus puschi Strenuella (Comluella) insolita Strenuella (C.) samsonowiczi	<b>Кибартайское:</b> <i>Micrhystridium spinosum</i> , <i>M. tornatum</i> , <i>M. dissimilare</i> , <i>M. notatum</i> , <i>M. obscurum</i> , <i>Baltisphaeridium ciliosum</i> , <i>B. varium</i> , <i>Lophosphaeridium truncatum</i> , <i>Tasmanites</i> sp., <i>Leiosphaeridia</i> типов А и В.	
Нижний	<b>Protolenus</b> Ellipsocephalus hoffi Kingaspis (kingaspis) borealis	<b>Раусвенское:</b> <i>Micrhystridium tornatum</i> , <i>M. lanatum</i> , <i>M. spinosum</i> , <i>M. dissimilare</i> , <i>M. parvum</i> , <i>M. notatum</i> , <i>M. obscurum</i> , <i>Baltisphaeridium compressum</i> , <i>B. ciliosum</i> , <i>B. varium</i> , <i>Archaeodiscina umbonulata</i> , <i>Estiastra minima</i> , <i>Deunffia dentifera</i> , <i>Pterospermopsis solida</i> , <i>Lophosphaeridium truncatum</i> , <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Leiosphaeridia</i> типов А и В.	
	<b>Holmia</b> Strenuaeva primaeva Holmia grandis Holmia cf. kjerulfi Ellipsostrenua cf. gripi Germaropyge (?) mendosa	<b>Вергальское:</b> <i>Micrhystridium tornatum</i> , <i>M. lanatum</i> , <i>M. spinosum</i> , <i>M. dissimilare</i> , <i>M. parvum</i> , <i>Baltisphaeridium compressum</i> , <i>B. ciliosum</i> , <i>B. varium</i> , <i>Archaeodiscina umbonulata</i> , <i>Estiastra minima</i> , <i>Lophosphaeridium truncatum</i> , <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Tasmanites</i> sp., <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Leiosphaeridia</i> типов А и В.	Тискреское

	Schmidtellus mickwitzi Wolynaspis unica	<b>Люкатиское:</b> <i>Micrhystridium tornatum</i> , <i>M. pallidum</i> , <i>M. lanatum</i> , <i>Baltisphaeridium cerinum</i> , <i>B. dubium</i> , <i>B. orbiculare</i> , <i>B. ornatum</i> , <i>B. papillosum</i> , <i>B. compressum</i> , <i>Archaeodiscina umbonulata</i> , <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>Leiomarginata simplex</i> , <i>Tasmanites bobrowskii</i> , <i>Lophosphaeridium tentativum</i> , <i>Leiosphaeridia</i> типов А и В.	
	<b>Дотрилобитовая</b>	<b>Лонтоваское:</b> <i>Micrhystridium tornatum</i> , <i>Granomarginata squamacea</i> , <i>G. prima</i> , <i>Leiomarginata simplex</i> , <i>Tasmanites tenellus</i> , <i>Leiosphaeridia</i> типов А и В.	
		<b>Ровенское:</b> <i>Micrhystridium tornatum</i> , <i>Leiosphaeridia</i> типов А, В и С.	

\* Комплексы акритарх приведены по Н. А. Волковой (1973).



Работа состоит из двух частей. В первой части рассматривается строение кембрийского разреза Северо-Эстонской полосы, обосновывается выделение здесь стратиграфических единиц и приводится их характеристика на фоне основных достижений в стратиграфии кембрия Восточно-Европейской платформы в целом. Во второй части дается послойное описание стратотипических разрезов, излагаются результаты их литолого-минералогического и палеонтологического изучения, проведенного в 1965—1972 годах.

Авторы надеются, что данная публикация будет полезной для стратиграфов по древнему палеозою, так как она делает доступным фактический материал по стратотипам кембрия Эстонии и уточняет объемы и характеристику выделенных по ним стратиграфических подразделений, широко используемых в корреляционных построениях. Она может служить также путеводителем по классическим обнажениям кембрия Северной Эстонии.

Выполнить настоящую работу было возможно благодаря существенному вкладу, внесенному в изучение кембрия Эстонии геологами-съемщиками Управления геологии СМ ЭССР С. О. Мяги, Э. А. Кала, К. Ф. Каяка, А. К. Мардла, Х. А. Стумбура и Э. К. Эрисалу, а также сбору и обработке Э. Пости палеонтологического материала, на основе которого было установлено вертикальное распределение характерных для этого разреза представителей фауны. Э. Пости совместно с Т. Янкаускасом (Лит. НИГРИ) провела микропалеофитологическое изучение стратотипических разрезов кембрия Эстонии. Полезные советы в ходе оформления работы были получены от С. С. Баукова, Х. А. Вийдинга, Д. Л. Кальо, Р. М. Мянниля и академика АН ЭССР К. К. Орвику. Всем указанным лицам авторы приносят искреннюю благодарность.



## СТРАТИГРАФИЯ И СТРОЕНИЕ КЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

Изучение кембрийских отложений Эстонии, начатое уже в первой половине прошлого столетия, привело в итоге к выделению четырех основных комплексов отложений (Schmidt, 1888): нижних песчаников и конгломератов (A1a), синих глин (A1b), зофитоновых A1c) и фукоидных (A1d) песчаников. Индексация этих комплексов дана А. Миквитцем (Mickwitz, 1911). Лишь 50 лет спустя из состава синих глин на территории Ленинградской области Б. П. Асаткиным (1937) и М. Э. Янишевским (1939) были выделены ляминаритовые глины (A1b<sup>1</sup>) и надляминаритовые песчаники (A1b<sup>1</sup><sub>2</sub>), и в дальнейшем синие глины стали рассматриваться в более узком смысле, как A1b<sup>2</sup> (Асаткин, 1944; Соколов, 1953; Селиванова, Элькин, 1956; Верте, 1957). Биостратиграфическое расчленение разреза кембрия Северной Эстонии произведено А. Эпиком (Õrik, 1925, 1926, 1929, 1933, 1956), им же предложены географические названия подразделений, дополненные позднее в нижней части разреза Р. М. Мяннилем (1958). В результате этих работ в составе кембрия Эстонии стали выделять гдовскую, котлинскую (отнесенные впоследствии к венду), ломоносовскую, лонтоваскую, пиритаскую и тискрескую свиты. Усовершенствованная в таком виде схема была принята в нескольких сводных работах (Мянниль, 1960; Брунс, 1965) и использована при составлении в 1962 году корреляционной схемы западного субрегиона Восточно-Европейской платформы (табл. 2).

Планомерное геологическое картирование северо-западных районов платформы, начатое в конце 50-х годов, сразу же дало много нового материала и для стратиграфии кембрия. В составе надляминаритовых песчаников (ломоносовская свита) установлены отложения регрессивной части валдайской серии (Паасикиви, 1966; Kajak jt., 1967; Мардла и др., 1968) и на этой основе выработаны критерии проведения нижней границы кембрия в Северной Прибалтике (Менс, Пиррус, 1971). Установлена регионально четко выраженная граница между собственно синими глинами (лонтоваская свита) и вышележащими люкатискими слоями (Лоог и др., 1966), совпадающая с границей между зонами *Platysolenites* и *Volborthella* А. Эпика и с важным уровнем в развитии органического

Сопоставление схем расчленения нижнекембрийских отложений Северной Эстонии с указанием подразделений вендского комплекса, отнесенных ранее к кембрию

Ф. Шмидт, 1888; А. Миквиц, 1911	А. Эпик, 1925—1933	А. Эпик, 1956		Р. Мяниль, 1958, 1960	Корреляционная стратиг. схема МСК, 1965		Схема, принятая авторами		
		Литостратиг. подразделен.	Зоны				Свита	Пачка	
Фукоидный песчаник A1d	Тискреский песча- ник = зона <i>Diplocraterion</i>	Тискреские слои	<i>Diplocraterion</i> — <i>Skolithus</i> <i>linearis</i>	Тискреская свита A1d	Тискреская свита		Тискреская	Раннамыйза- ская	
Эофитоновый песчаник A1c	Эофито- новый песчаник	Какумяги- ские слои = зона <i>Scenella</i>	Какумягские слои	<i>Scenella</i> <i>discinoides</i>	Пиритаская свита A1c	Какумяги- ская пачка	Пиритаская свита	Какумя- гская пачка	Какумяги- ская
		Маарья- мягские (люкати- ские) слои = зона <i>Volbort- hella</i>	Люкатиские слои	<i>Volborthella</i> <i>tenuis</i>		Люкати- ская пачка		Люкати- ская пачка	Люкатиская
	Синие глины A1b	Лонтоваские слои = зона <i>Hyalolithus</i>	Лонтоваские слои или синие глины	<i>Platysolenites</i>	Лонтоваская свита A1b <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Лонтоваская свита		Лонтоваская	Тамнеэемская
					Ломоносовская свита A1 b <sub>1</sub> <sup>1</sup> 2	Ломоносов- ская свита			Кестласская
Нижний песча- ник и конгломе- рат A1a	Нижний песчаник и конгломерат	Нижний песчаник Базальный конгломерат		Котлинская свита A1 b1	Котлинская свита		Котлинская	Махуская	
				Гдовская свита A1a	Гдовская свита			Сямская	
							Ворон- ковская	Подразделе- ния в данной работе не рас- сматриваются	
							Котлинская		

Примечание: двойной линией показана нижняя граница кембрия.



мира раннего кембрия — уровнем появления первых трилобитов (Соколов, 1965; Мардла и др., 1968; Кирьянов, 1969). Большое значение имело также установление сложного строения «надэофитоновой» части разреза, принятой в унифицированной схеме за единый тискреский горизонт среднего кембрия (Мардла и др., 1968; Хазанович, 1968 и др.).

Вполне естественно, что указанные положения не укладывались в рамки унифицированной стратиграфической схемы МСК и приводили к многочисленным попыткам усовершенствовать ее или выработать новые схемы (Давыдова, 1964; Хазанович, 1968 и др.). С другой стороны, выделение стратиграфических единиц, установленных по разрезам Северной Эстонии, в других структурно-фациальных районах развития кембрия, без достаточного учета палеонтологических и литолого-минералогических критериев, приводило либо к крупным корреляционным ошибкам, либо к значительному изменению первичного объема этих подразделений (Карпицкий, 1966; Коркутис, 1968, 1971; Лиелдiena, Фридрихсоне, 1968; Люткевич, 1968 и др.).

В то же время данные, накопившиеся в ходе буровых работ средне-масштабной геологической съемки, позволили приступить к разработке более детальной схемы расчленения кембрийских отложений в пределах Эстонии. Так, в составе внешне весьма однородной толщи синих глин были выделены подразделения более низкого ранга — пачки, применение которых прочно внедрилось в практику геологических работ. Детальные литолого-минералогические исследования, проведенные авторами параллельно геологическому картированию, позволили разработать критерии их однозначного выделения в пределах всей Северо-Эстонской структурно-фациальной зоны. В основу принятой в настоящей работе схемы расчленения кембрия Северо-Эстонской полосы (табл. 2) легла схема А. Эпика (Õrik, 1933), усовершенствованная в свете новых литологических, структурно-геологических и палеонтологических данных, частично опубликованных в ряде сообщений (Мардла и др., 1968; Волкова, 1968; Менс, Пиррус, 1971, 1972; Кала, 1972; Янкаускас, Пости, 1973).

Так как эта схема разработана только для одной структурно-фациальной зоны, то за основные единицы ее шкалы приняты, в соответствии с требованиями стратиграфического кодекса, свиты, выделяемые по комплексу литологических и палеонтологических признаков и соответствующие определенному этапу развития данной территории. Следовательно, при таком содержании свита имеет определенный хроностратиграфический смысл и по своему значению приближается к горизонту. Особенно стало это очевидно благодаря успехам, достигнутым в последние годы в области изучения акритарх кембрия (Волкова, 1968, 1973; Кирьянов, 1968, 1969 и др.), которые позволяют обоснованно коррелировать местные стратиграфические подразделения на больших расстояниях и в различных структурно-фациальных зонах платформ. В этой связи геологические тела, соответствующие определенным этапам в развитии акритарх, в последнее время стали рассматриваться как горизонты (Биркис и др., 1970; Келлер, Розанов, 1973 и др.). Отметим здесь, что горизонты, выделяемые по вертикальному распределению комплексов акритарх, охватывают часто более длительные отрезки временной шкалы, чем реальные свиты, ограниченные перерывами (см. табл. 1). Так, например, люкатиский комплекс акритарх распространяется не только в одноименной, но, вероятно, также и в тискреской свите (Янкаускас, Пости, 1973).

Исходя из приведенного нами понятия свиты, наличия перерывов в



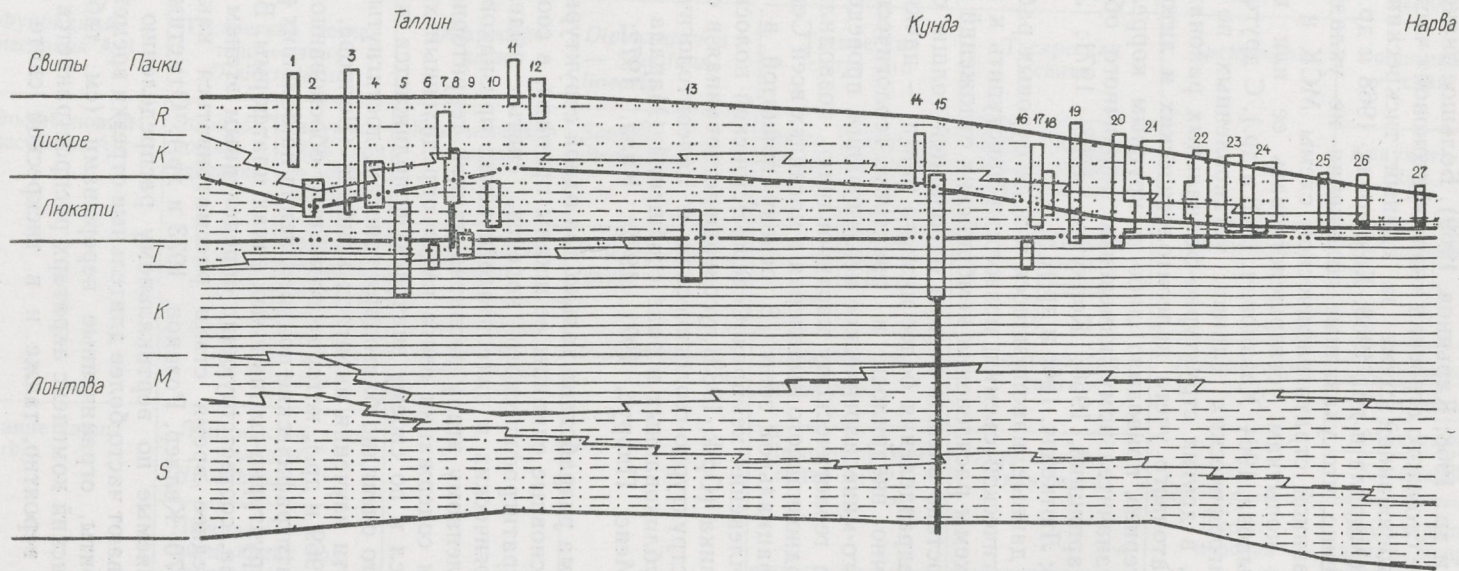


Рис. 1. Схематический разрез кембрия вдоль южного берега Финского залива и основные обнажения:

1 — Тюрисалу; — 2 Суурупи; 3 — Тискре-Раннамыйза; 4 — Какумяги; 5 — Копли; 6 — Рохунеэме-Лепнеэме; 7 — Лубья; 8 — Коце-Люкати (со скважиной); 9 — Таммнеэме; 10 — Савиранна; 11 — Юлгасе; 12 — Ягала; 13 — Колгакюла; 14 — Кронскалда; 15 — Кунда (со скважиной); 16 — Азери; 17 — Мустаметса; 18 — Кестла; 19 — Хийэмяги; 20 — Сака; 21 — Онтика; 22 — Тойла; 23 — Вока; 24 — Пяйте; 25 — Утрия; 26 — Орасоя; 27 — Нарва. Жирными линиями обозначены границы свит, жирными точками — участки распространения базальных конгломератов. Обозначения пачек: Р — раннамыйзская, К — какумягская, Т — таммнеэмская, К — кестласская, М — мухуская, В — базальная (сямиская).



разрезе и полученных в ходе изучения кембрийских отложений Северной Эстонии новых литолого-минералогических и палеонтологических данных, мы считаем правомерным расчленить разрез кембрия Северной Эстонии на три свиты (снизу вверх): лонтоваскую, люкатискую и тискрескую (табл. 2; рис. 1) и тем самым упразднить четырехчленное деление его (Мянниль, 1958, 1960; Брунс, 1965; Решения..., 1965 и др.). Доводы, приводимые против рассмотрения базальных слоев кембрия в ранге свиты, как это принято в стратиграфической легенде среднемасштабных геологических карт Эстонии, были приведены авторами раньше (Менс, Пиррус, 1971). Отметим лишь еще раз, что часть ломоносовской свиты (надляминаритовых слоев), оставшаяся в кембрии после выделения из ее состава регрессивной части валдайской серии, ни в районе стратотипа, ни в пределах всей Северо-Эстонской структурно-фациальной зоны не характеризуется признаками самостоятельной свиты: на востоке территории она сложена в основном типичными синими глинами лонтоваской свиты с подчиненными им прослоями песчаников и алевролитов; к западу роль последних постепенно возрастает в связи с изменением общего фациального профиля толщи синих глин. Палеонтологически эта часть разреза охарактеризована руководящими окаменелостями лонтоваской свиты *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Sabellidites cambriensis* Ymp. и лонтоваским комплексом акритарх, что позволяет рассматривать ее в ранге базальной пачки лонтоваской свиты.

Пиритаская свита, предложенная Р. М. Мяннилем (1958) для обозначения эофитоновых песчаников в целом, в нашей схеме не используется, так как объединение люкатиских и какумягиских слоев в единой свите литологически не оправдано: минералогические особенности и фациальные условия образования этих слоев резко отличаются, их разделяет поверхность перерыва, выдержанная по всей Северной Эстонии и местами маркированная прослоем конгломерата (рис. 1). Нами, аналогично прежним работам, нижняя, люкатиская пачка пиритаской свиты рассматривается в ранге свиты, а верхняя 2—4-метровая какумягиская пачка — как базальная часть тискреской свиты (Мардла и др., 1968; Кала, 1972; Менс, Пиррус, 1972). Относить какумягиские слои к тискреской свите заставляет нас не только хорошо известный постепенный переход между этими слоями (Õrik, 1925; Давыдова, 1961 и др.), но и новые палеонтологические находки, а также генетическое единство по литолого-минералогическим данным (Менс, Пиррус, 1972). Нельзя согласиться также и с К. Хазановичем (1968), который выделяет в качестве самостоятельного подразделения только часть какумягиских слоев (козескую свиту), залегающих между двумя прослоями миквицевого конгломерата. Такое подразделение не согласуется с находками *Mickwitzia*, *Scenella* и *Bradoridae* выше верхнего прослоя конгломерата, а также с наличием во многих разрезах 3—4 прослоев этого конгломерата.

Присоединение какумягиских слоев к тискреской свите заставляет нас еще раз остановиться на вопросах номенклатуры, недостаточно четко разработанных для данной части разреза. Об этом свидетельствует применение в геологической литературе термина «тискре» для обозначения подразделений различного ранга и объема. Первоначально это название было введено А. Эпиком для обозначения фукоидных песчаников Эстонии (Õrik, 1933). В таком же объеме, но в ранге свиты оно было использовано и Р. М. Мяннилем (1958, 1960). В дальнейшем, с развертыванием геологических работ в районах закрытого залегания кембрийских отложений, в качестве стратиграфического эквивалента



тискреских слоев Северной Эстонии все чаще и чаще стали рассматривать всю песчано-алевритовую толщу в верхах разреза кембрия всей Восточно-Европейской платформы, что, в конечном счете, было узаконено с введением понятия «тискре» в ранге горизонта в унифицированную схему для обозначения этой толщи (Решения . . . , 1965).

Сложившаяся ситуация, вытекающая из слабой палентологической характеристики этой части разреза, вызвала необходимость в планомерном изучении данных отложений как в полосе выходов, так и в прилегающих районах. Вскоре выяснилось, что во многих случаях к тискрескому горизонту были отнесены отложения, не имеющие ничего общего с тискрескими отложениями стратотипической местности (Мардла и др., 1968; Биркис и др., 1970; Менс, Пиррус, 1972). Необходимо было разработать надежные литолого-минералогические и палеонтологические критерии для распознавания тискреских слоев в разрезах за пределами стратотипического района. Такая работа проводилась нами в 1969—1972 гг. В ходе ее было также подробно изучено обнажение Тискре на южной оконечности Раннамайзаского клифа, предложенное А. Эпиком (Õrik, 1933) в качестве стратотипа тискреских слоев. При этом выяснилось, что в обнажении Тискре кроме тискреских слоев (фукоидных песчаников) обнажается и значительная часть какумягских, которые в данном разрезе можно различать лишь по деталям текстуры, минералогического состава и по распределению органических остатков. Поэтому, исходя из эталонного разреза и учитывая генетическую близость какумягских слоев к вышележащим песчаным алевролитам, мы предлагаем оставить название «тискре» за верхней свитой кембрия Северной Эстонии, в состав которой кроме тискреских слоев в принятом А. Эпиком объеме входят и какумягские слои (в ранге пачки). Такой объем тискреской свиты фактически уже принят в геологической практике, а именно при работе с керном буровых скважин, где отделить какумягские отложения от вышележащих обычно невозможно.

Таким образом, нижним членом кембрийского разреза Северной Эстонии является лонтоваская свита. Мощность ее на севере, вдоль побережья Финского залива, весьма выдержанная, а на юге уменьшается, в основном за счет размыва верхней части свиты (см. рис. 1 и 2). Лонтоваская свита сложена преимущественно морскими гидрослюдистыми глинами, содержащими глауконит и пирит. Только в низах повсеместно встречаются прослой песчаников, реже алевролитов, а в верхах западных разрезов — линзы и прослой алевролитов. На дневную поверхность выходит лишь верхняя часть свиты, доступная для наблюдения главным образом в действующих карьерах (Таллин, Колгакюла, Кунда, Азери) и реже в обрывах морского побережья (Виймси), а также в отдельных местах у подножия зарастающего глинта (Сака, Тойла). Стратотипическим является разрез карьера Кунда (на западной окраине бывшей деревни Лонтова, входящей в черту г. Кунда), дополненный разрезом скважины, пробуренной со дна карьера до подстилающей толщи.

В пределах Эстонии лонтоваская свита подразделяется на четыре пачки, последовательно размещающиеся по разрезу и в меньшей степени по площади и тем самым отражающие изменение фациальной обстановки всего лонтоваского цикла осадконакопления. Эти пачки следующие (снизу вверх): пачка переслаивания зеленовато-серых глин, алевролитов и песчаников; пачка зеленовато-серых алевритовых глин; пачка пестроокрашенных глин; пачка зеленовато-серых глин и алевролитов. В районе стратотипического разреза развиты только три нижние пачки;



верхняя пачка распространена только западнее Локса и характеризуется типовым разрезом на п-ове Виймси. Мощность пачек довольно выдержана по всей Северной Эстонии, хотя наблюдается закономерное уменьшение ее в верхней и нижней пачках к западу и соответственно уменьшение мощности наиболее тонкодисперсных средних пачек в том же направлении (рис. 1). Кроме того в западном направлении увеличиваются количество и мощность песчаных прослоев в нижней пачке, что отражает общее опесчанивание состава свиты по мере приближения к мелководным участкам бассейна (Piggs, 1973b).

Попытку расчленить толщу синих глин впервые предпринял П. Кентс (Kents, 1939), который выделил в районе г. Таллина (снизу вверх) переходные слои: фиолетово-красно-бурые глины и зеленовато-серые глины. Основываясь на указанных П. Кентсом мощностях, можно предположить, что его переходные слои соответствуют в общих чертах двум нижним пачкам: фиолетовые и красно-бурые глины — пачке пестроокрашенных глин, а зеленовато-серые глины — верхней пачке лонтоваской и основной части люкатиской свиты. Здесь уместно отметить, что сделанная П. Кентсом находка фрагментов *Platysolenites antiquissimus* Eichw. из базальной части осадочного чехла, которая заставила А. Эпика опустить нижнюю границу зоны *Platysolenites* до кровли кристаллического фундамента (Õrik, 1956), относится все же не к месту коренного залегания опробованной глины, а попала в скважину сверху при бурении, так как ни в окрестностях г. Таллина и ни в других местах республики *Platysolenites antiquissimus* в породах валдайской серии не обнаружен, несмотря на тщательные поиски более чем в ста разрезах.

На площади Северо-Эстонской структурно-фациальной зоны все отмеченные выше четыре пачки были выделены в ходе Государственной геологической съемки. Из них первыми были выделены две средние пачки при съемке северо-восточных районов Эстонии в 1960 году; для них А. К. Мардла предложил географические названия Маху (пачка зеленовато-серых алевролитовых глин) и Кестла (пачка пестроокрашенных глин). Верхняя пачка зеленовато-серых глин и алевролитов описана С. О. Мяги и Х. А. Стумбуром при съемке окрестностей г. Таллина в 1965 году под названием Виймси, по одноименному полуострову, по берегам которого имеются естественные выходы пород этой пачки. Нижнюю пачку, включавшуюся раньше в состав либо ломоносовской свиты, либо махуской пачки, стали выделять в качестве более обособленного подразделения лишь в западных районах Эстонии. Для части этих слоев — крупная песчаная линза — Х. А. Стумбур и С. О. Мяги дали название Румба по одноименной скважине. Хотя все эти названия неоднократно применялись в практике геологических работ, они не были опубликованы и упоминались лишь в небольшом обзоре по геологии синих глин (Piggs, 1973b). Притом оказалось, что название Виймси использовано А. К. Рымусоксом (1970) для верхнего подгоризонта азербайджанского горизонта среднего ордовика, а название Румба — для пачки адавереского горизонта силура (Юргенсон, 1966). Ввиду этого предлагаем называть верхнюю пачку лонтоваской свиты таммнеэмской, по названию деревни и обнажения Таммнеэме на восточном берегу п-ова Виймси (восточнее г. Таллина). За нижней пачкой лонтоваской свиты общепринятое географическое название не сохранилось. При геологосъемочных работах эту часть разреза чаще всего выделяют как «ломоносовскую свиту». Поскольку ранг свиты при этом слабо обоснован и само название первоначально обозначало всю толщу надляминаритовых песчаников, включающую и поздневендские отложения, то такое номен-



клатурное решение вопроса не может быть принято, как это было подчеркнуто и Эстонской подкомиссией Прибалтийской РМСК. Поэтому данная часть разреза нами была сначала обозначена рабочим термином «базальные слои лонтоваской свиты» (Менс, Пиррус, 1971) и только в настоящей работе для этой пачки предлагается географическое название «сямская», по деревне Сямя на р. Кунда (около 15 км выше устья), расположенной в контуре характерной для данного подразделения площади между Кунда и Виру-Роэла. В качестве типового разреза пачки предлагается интервал 72,50—88,30 м в стратотипической для всей свиты скважине Кунда (Лонтова), пробуренной в 1966 году в забое действующего в то время карьера.

Разнообразные органические остатки в лонтоваской свите встречаются сравнительно часто, однако они еще слабо изучены. Руководящее и корреляционное значение имеют *Yanichevskyites (-Serpulites) petropolitanus* (Ян.), *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Platysolenites lontoва* Örik, спиральные формы платисолениид, *Sabellidites cambriensis* Ян. и *Aldanella kunda* (Örik) (табл. XVI, 1—5, 7). Две первые формы мало отличаются друг от друга: их определение основывается только на измерении толщины стенки трубки, а этот признак весьма условный и принимается не всеми исследователями. Поэтому ниже при описании разрезов находки соответствующих окаменелостей приводятся под одним названием *Platysolenites antiquissimus* Eichw.

Кроме названных найдены еще неточно идентифицируемые остатки сабеллидитид, платисолениид и брахиопод. В последние годы обнаружены, но еще не описаны хитиновые (?) рогообразные склериты (табл. XVI, 6). Сравнительно часто в глинах свиты, особенно в кестлаской и махуской пачках, встречаются пиритовые цилиндрические и конические ядра, образовавшиеся по внутренним полостям несохранившихся раковин типа хиолитов, хиолителлид (хиолительминтов) и других подобных им организмов. При описании разрезов за остатки хиолителлид мы условно принимаем отпечатки коноидальных или почти цилиндрических форм с кольцевыми ребрами (табл. XVI, фиг. 9), а в качестве ядер хиолитов — конические формы с гладкой поверхностью (табл. XVI, фиг. 8). В глине наблюдаются многочисленные следы жизнедеятельности донных организмов; они встречаются либо в виде каналов илороющих организмов, заполненных алевритовым материалом, либо в виде тонких пиритизированных лент, образовавшихся вследствие минерализации слизистого покрытия стенок каналов, возникших при передвижении червеобразных по глинистому осадку.

Из растительных остатков в лонтоваской свите выделен следующий характерный комплекс акритарх (Волкова, 1968; Янкаускас, Пости, 1973): *Leiosphaeridia* sp., *Granomarginata squamacea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *Synsphaeridium* sp., *Margominuscula* sp.

Следующая свита — л ю к а т и с к а я — залегает на размытой поверхности лонтоваской свиты; нередко на контакте этих свит наблюдаются линзы конгломерата, содержащего в основном гальки фосфатизированных терригенных пород. Сверху эта свита ограничена также перерывом, маркированным во многих разрезах прослоем конгломерата, в котором кроме алевритовых галек содержатся разноокатанные раковины брахиопод («миквициевый конгломерат»). Максимальную мощность свита имеет на органиченной площади, находящейся к юго-востоку от Таллина, откуда она постепенно уменьшается, особенно в южном направлении (см. рис. 1, 2). Самостоятельность отложений зоны *Volborthella tenuis*



впервые была отмечена А. Эпиком (Õrik, 1925), выделившим их сперва под названием маарьямягских, или люкатиских (Õrik, 1933) слоев, а затем уже под одним названием люкатиских (Õrik, 1956). Он же указал на палеонтологическое и литологическое отличие их от вышележащих какумягских слоев (Õrik, 1956). В свете новых данных (установленный нижнекембрийский возраст тискреских слоев; резкое изменение минералогического состава на границе люкатиских и какумягских слоев, свидетельствующее о перестройке на этом рубеже условий питания бассейна и т. д.) рассмотрение ограниченных сверху и снизу поверхностями перерыва люкатиских слоев в ранге самостоятельной свиты не вызывает возражений.

Строение этой свиты в пределах Северо-Эстонской полосы весьма монотонное. В целом она сложена типичными морскими отложениями, накопившимися, очевидно, лишь в несколько специфических условиях полузамкнутого бассейна, ложе которого, состоящее из тонкодисперсных глин лонтоваской свиты, обусловило повышенную глинистость люкатиских отложений, так как в столь мелководных условиях осадконакопления, как это показывают различные текстурные признаки (Õrik, 1925; Riggus, 1971, 1973a), глинонакопление за счет дальнепринесенного материала вряд ли было бы возможным.

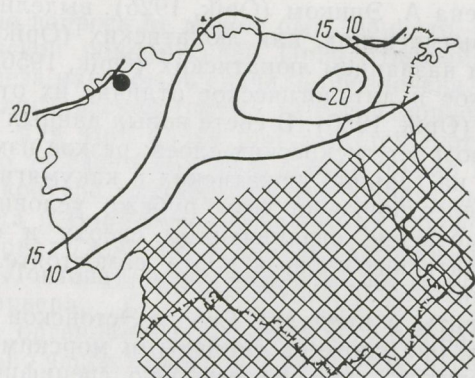
Глины и алевролиты закономерно чередуются в разрезе, образуя обычно слои мощностью 0,1—0,3 м. В горизонтальном направлении слои невыдержанные: в пределах одного обнажения быстро выклиниваются сравнительно мощные слои алевролита (табл. VII, 2). На верхней поверхности алевролитовых слоев наблюдаются знаки ряби, а на нижней — слепки трещин усыхания, обильные следы жизнедеятельности илороющих организмов и многие проблематические образования (табл. IX, X). Отложения содержат в большом количестве глауконит, иногда сконцентрированный в нижней части свиты в самостоятельные 1—2-сантиметровые прослои.

В обнажениях люкатиская свита обычно малодоступна для исследования, так как слагающие ее глины служат водоупором и нередко сами сильно увлажнены до полужидко-пльвучей консистенции.

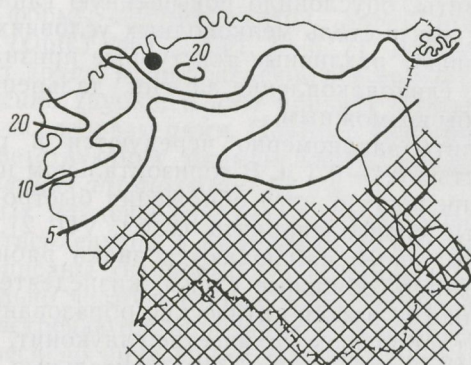
Стратотипическим разрезом является обнажение Коце-Люкати на левом берегу реки Пирита (Õrik, 1956), в районе наибольшей мощности свиты (рис. 2). В 1965 году у этого обнажения была пробурена скважина, вскрывшая и нижние слои свиты.

Из фауны в люкатиской свите найдены *Volborthella tenuis* Schm., *V. conica* Schindewolf, *Schmidtellus mickwitzi* (Schm.), *Mickwitzia monilifera* (Linnars.) и *Luekatiella* (in lit.) (табл. XV, 1, 2, 5, 6, 7). В западных разрезах Эстонии встречены и редкие остатки платисоленитид, обычно без видимой членистости, но иногда и членистые, идентичные *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (табл. XV, 3, 4). Встречены также неопределимые остатки тореллелид (Копли) и хиолитов. Среди находок трилобитов кроме указанных могут быть представлены и другие виды, как это предполагают некоторые исследователи (Õrik, 1956; Poulsen, 1969), судя по работам Ф. Шмидта, М. Янишевского и О. Шиндевольфа; но проверить эти высказывания нельзя, так как коллекции Ф. Шмидта и М. Янишевского не сохранились. Новые находки почти целого трилобита и многочисленных фрагментов из обнажения Савиранна (рис. 3) принадлежат *Schmidtellus mickwitzi* (Schm.). Некоторые отличия его от *S. mickwitzi* на изображениях, сделанных Ф. Шмидтом (Schmidt, 1888), послужившие Я. Бергстрёму (Bergström, 1973) основанием для установления по данной находке нового вида — *S. reedae*, объясняются, на

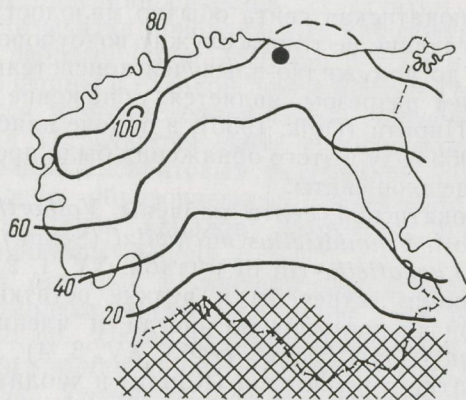




*Тискре*



*Люкати*



*Пантова*


1 — 2  3 ●

Рис. 2. Схема расположения мощностей и местоположение стратотипических разрезов отдельных свит:  
1 — изопахиты; 2 — область отсутствия отложений; 3 — стратотипический разрез.



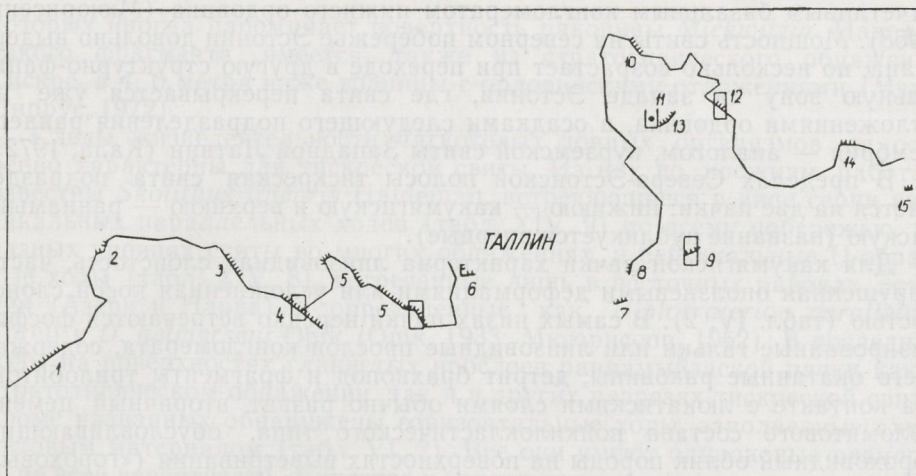


Рис. 3. Схема расположения основных обнажений кембрия в окрестности Таллина: 1 — Тюрисалу; 2 — Суурупи; 3 — Раннамыйза (северо-западное); 4 — Тискре, стратотипическое; 5 — Какумяги, стратотипическое; 6 — Копли; 7 — Кадриорг (Хундикурстик); 8 — Маарьямяги; 9 — Коце-Люкати, стратотипическое; 10 — Рохунезме-Леппнеэме; 11 — скважина Виймси-8, дополняющая стратотипическое обнажение; 12 — Таммнеэме, стратотипическое; 13 — Лубья; 14 — Савиранна; 15 — Юлгазе.

наш взгляд, скорее степень сохранности, чем видовыми различиями. Из проблематических образований известны *Medusites lindstroemi* Linnars. (обн. Утрия), а также *Fraena tenella* Linnars., *Cruziana*, *Eophyton*, «*Hühnertrappen*» (Örik, 1925, 1929, 1933). Однако следует отметить, что диагностика этих образований достаточно четко не разработана, и поэтому однозначное их определение затруднительно, а результаты малоценны для стратиграфии.

Акритархи люкатиской свиты изучались многими исследователями (Наумова, 1949, 1960, 1968; Тимофеев, 1959, 1966; Волкова, 1968 и др.) и по номенклатуре Н. А. Волковой они представлены следующим комплексом: *Leiosphaerida* sp., *Granomarginata squamacea* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *Tasmanites volkovae* Kirjan., *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. pallidum* Volk., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Lophosphaeridium tentativum* Volk., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. papillosum* Volk., *B. compressum* Volk. Этот комплекс переходит очевидно в обедненном виде, и в вышележащую тискрескую свиту и значительно отличается от лонтоваского комплекса, так как в нем появляются многие новые и более высокоразвитые формы акритарх, не обнаруженные до сих пор ниже данного уровня.

Верхний член Северо-Эстонского кембрия — тискреская свита — сложен сравнительно однородной толщей светло-серых крупнозернистых алевролитов, переходящих местами в мелкозернистые песчаники, в частности в низах свиты и чаще на востоке республики. Глинистые породы встречаются редко; более частые прослои зеленовато-серых глинистых алевролитов, которые, переслаиваясь с массивными крупнозернистыми алевролитами, обуславливают отчетливую слоистость свиты. Как уже было сказано, тискреская свита залегает на размытой поверхности люкатиской свиты и в Северной Эстонии ограничена сверху также крупным перерывом в осадконакоплении, который маркируется нередко



отчетливым базальным конгломератом нижнего ордовика (Мююрисепп, 1958). Мощность свиты на северном побережье Эстонии довольно выдержана, но несколько возрастает при переходе в другую структурно-фациальную зону на западе Эстонии, где свита перекрывается уже отложениями ордовика, а осадками следующего подразделения раннего кембрия — аналогом, курземской свиты Западной Латвии (Кала, 1972).

В пределах Северо-Эстонской полосы тискреская свита подразделяется на две пачки: нижнюю — какумягискую и верхнюю — раннамыйзаскую (название публикуется впервые).

Для какумягиской пачки характерна линзовидная слоистость, часто нарушенная оползневыми деформациями или усложненная косой слоистостью (табл. IV, 2). В самых низах пачки нередко встречаются фосфатизированные гальки или линзовидные прослой конгломерата, содержащего окатанные раковины, детрит брахиопод и фрагменты трилобитов. На контакте с люкатискими слоями обычно развит вторичный цемент доломитового состава пойкилокластического типа, обуславливающий гороховидный облик породы на поверхностях выветривания («гороховый песчаник»).

Раннамыйзаская пачка характеризуется более спокойной, обычно отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью и лишь изредка оползневыми деформациями или местами косой слоистостью. Состав пород более однороден, материал лучше отсортирован, чем в нижележащей какумягиской пачке. Объем пачки близок к объему тискреских слоев в схемах А. Эпика, однако в самом стратотипическом обнажении Тискре пачка характерна лишь для верхней горизонтально-слоистой части разреза — до глубины 12,00 м от подошвы ордовика.

В целом перечисленные признаки пачек отражают этапы фациальной последовательности осадконакопления в тискреское время: нижняя пачка соответствует несопкойному трансгрессивному (сублиторальному) периоду, верхняя — открыто-морскому режиму верхнего шельфа.

Обнажения тискреской свиты на глинте группируются на двух участках: в окрестностях Таллина и в районе Кохтла-Ярве — Силламяэ (см. рис. 1). Стратотипическим для свиты и для ее верхней пачки является обрыв глинта, недалеко от деревни Тискре, западнее г. Таллина, где свита выходит на поверхность почти в полном объеме, и лишь самые нижние 1—1,5 метра ее остаются ниже уровня моря. Полоса обнажений, протягивающаяся отсюда на север (Раннамыйзаский клиф), дополняет стратотипическое обнажение в текстурном отношении, особенно в части раннамыйзаской пачки. Стратотипом нижней пачки служат обрывы на соседнем полуострове Какумяги, где соответствующие отложения обнажаются на полную мощность и обнаруживают всю гамму своих литологических особенностей (рис. 3).

Определимые фаунистические остатки найдены лишь в какумягиской пачке, где они связаны, как правило, с прослоями «миквициевого конгломерата». Здесь обнаружены фрагменты трилобита *Schmidtellus mickwitzii* (Schm.), створки брахиопод *Mickwitzia monilifera* (Linnars.), *M. formosa* Wiman, *M. concentrica* Gorjansky, *Paterina rara* Gorjansky (табл. XIV, 1, 2, 3, 6).

В конгломерате, а также в глинистых прослоях, залегающих выше его, встречаются редкие раковины гастропод *Scenella discinoides* Schm., *S. tuberculata* Schm. и более частые остракоды, принадлежащие по определению В. А. Ивановой к семейству *Bradoridae* (табл. XIV, 4, 5). Верхняя часть свиты — раннамыйзаская пачка содержит лишь редкие неопределимые обломки раковин брахиопод (табл. XIV, 7), скульптура



которых иногда напоминает поверхность раковины *Mickwitzia*. Находка такого фрагмента имеется также из стратотипического обнажения Тискре, в 4, 6 метра ниже границы с ордовикскими отложениями (Менс, Пиррус, 1972).

Следы жизнедеятельности мягкотелых донных организмов не особенно характерны для тискреской свиты. Из них по прежним работам известны *Skolithus linearis* Haldeman, встречающиеся в виде серии вертикальных параллельных ходов (табл. XIV, 9) по всему побережью, на разных уровнях свиты во многих обнажениях, и вертикальные U-образные ходы (табл. XIV, 8), встреченные лишь в восточных районах Эстонии (Азери и Нарва) и определенные как *Diplocraterion parallelum* Torell и *D. helmersenii* Örik (Örik, 1933; Мююрисепп, 1962). В последние годы на поверхностях глинистых прослоев раннаыйзаской пачки как в стратотипическом обнажении, так и в других разрезах тискреской свиты кроме названных обнаружены горизонтальные ходы, заполненные алевритовым материалом (табл. VI, 2). Все они имеют одинаковые размеры и, по всей вероятности, относятся к одному виду.

Комплекс акритарх, полученный только из пород какумягиской пачки, близок к комплексу акритарх люкатиской свиты, однако несколько обеднен по сравнению с последним (Янкаускас, Пости, 1973). Здесь установлены следующие виды: *Leiosphaeridia* sp., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkova* Kirjan., *Leiomarginata simplex* Naum., *Baltisphaeridium compressum* Volk., *B. cerinum* Volk., *Granomarginata squamacea* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk.

Отсутствие окаменелостей в верхней части свиты послужило для многих исследователей поводом для сопоставления этой части свиты с отложениями среднего и даже верхнего кембрия. Однако перекрытие тискреской свиты несколько западнее стратотипической местности отложениями с фауной нижнего кембрия (Менс, Пиррус, 1972) и нахождение среди последних на острове Хийумаа слоев железистых оолитов (Кала, 1972), маркирующих для курземской свиты раннего кембрия Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны (Брангулис и др., 1974), однозначно указывают на раннекембрийский (допротоленусовый) возраст тискреской свиты.

Подытоживая вышесказанное, можно сказать, что для стратотипических разрезов подразделений кембрия Северной Эстонии, расположенных в пределах единой структурно-фациальной зоны осадконакопления (Брангулис и др., 1974), характерны участки с наибольшими мощностями свит (см. рис. 2). Они доступны для осмотра и в настоящее время, относятся к наиболее изученным разрезам Прибалтики как в литолого-минералогическом, так и в палеонтологическом отношении. Общий для всех их недостаток — естественная обнаженность только в верхней части подразделений — в какой-то степени устранен при закладке здесь специальных скважин, вскрывающих скрытые части этих разрезов и нижние контакты. Бурением не вскрыта только нижняя граница тискреской свиты непосредственно в ее стратотипе, но нижние уровни этой свиты обнажаются в обрыве берега и доступны для осмотра в 750 м к северу от стратотипического разреза.

Все рассмотренные подразделения нижнего кембрия Эстонии полностью характеризуются следующими типовыми разрезами:

1. Разрез Тискре. Обнажение на южной оконечности Раннаыйзаского клифа (рис. 3). Стратотип для тискреской свиты и для ее верхней, раннаыйзаской пачки.

2. Разрез Какумяги. Обнажение на полуострове Какумяги, берего-



Химический состав пород из стратотипических

Название разреза и номер пробы	Интервал опробования	Название породы	Цвет породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Тискрская свита, раннамыйзаская						
Тискре А-9	6,50—8,80	алевролит	светло-серый	94,53	0,33	2,39
Тискре А-15	0,00—2,00	алевролит	светло-серый	93,46	0,33	3,38
Тискре А-4	13,40—13,45	глина	зеленовато-серая	74,23	0,91	13,78
Какумяэ 10	1,00—2,40	алевролит	светло-серый	94,91	0,04	2,13
Тискрская свита, какумягиская						
Какумяэ 3	6,10—6,40	алевролит	светло-серый	91,56	0,07	2,69
Какумяэ 4	6,00—6,10	алевролит	зеленовато-серый	75,34	0,61	12,60
Какумяэ 7	3,60—3,70	алевролит	светло-серый	80,53	0,40	10,42
Какумяэ 8	2,70—3,10	алевролит	светло-серый	85,84	0,22	6,50
Люкатиская свита						
Люкати 15	12,80—13,10	глина	зеленовато-серая	66,67	0,64	15,02
Люкати 25	19,60—19,70	глина	зеленовато-серая	61,97	0,62	18,48
Лонтоваская свита, кестлаская						
Кунда 33	38,38—39,27	глина	пестро-окрашенная	58,40	0,94	18,63
Кунда 37	47,37—47,55	глина	зеленовато-серая	58,93	1,01	17,91
Лонтоваская свита, махуская						
Кунда 49	68,28—68,88	глина	зеленовато-серая	60,39	0,82	18,27
Лонтоваская свита, сямиская						
Кунда 55	81,35—81,95	глина	пестро-окрашенная	57,26	0,85	19,90
Кунда 58	85,00—85,36	глина	зеленовато-серая	55,55	0,93	20,93
Кунда 62	87,43—87,91	песчаник	светло-серый	92,15	0,39	4,42
Кунда 66	88,52—88,68	песчаник	светло-серый	75,34	0,25	2,80

\* Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии АН ЭССР химиком И. Льюке.

вой обрыв (рис. 3). Стратотип для нижней, какумягиской пачки тискрской свиты.

3. Разрез Коце-Люкати. Обнажение в долине реки Пирита, дополненное скважиной (рис. 3). Стратотип для люкатиской свиты.

4. Разрез Кунда (Лонтова). Обнажение в карьере Кунда, дополненное скважиной. Стратотип для лонтоваской свиты и трех ее нижних пачек (сямиская, махуская и кестлаская).

5. Разрез Таммнеэме. Обнажение на восточном берегу полуострова Виймси, дополненное скважиной Виймси-8. Стратотип верхней, таммнеэмской пачки лонтоваской свиты.

Керн отмеченных скважин хранится в Пюсси, в кернохранилище Института геологии АН ЭССР.

разрезов раннего кембрия Эстонии\*

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeS <sub>2</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п. п. п.	Сумма	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
пачка										
—	—	0,14	0,11	0,08	0,10	1,20	0,27	99,15	—	—
—	—	0,18	0,05	0,13	0,10	1,72	0,38	99,73	—	—
1,77	—	0,65	0,24	0,82	0,12	3,91	3,42	99,85	—	0,42
1,40	—	0,18	0,05	0,04	0,06	1,23	0,25	100,29	—	0,25
пачка										
0,42	—	0,38	1,14	0,46	0,06	0,67	1,93	99,38	1,00	0,16
0,82	0,17	0,95	0,60	0,77	0,08	3,96	3,49	99,39	0,37	0,54
1,20	—	0,42	0,11	0,18	0,07	3,72	2,34	99,39	—	0,53
0,27	1,76	0,27	0,05	0,11	0,09	3,34	1,57	100,02	—	0,41
1,71	0,35	3,14	0,21	1,40	0,08	4,44	5,60	99,26	—	0,77
2,37	0,41	2,05	0,53	1,67	0,09	5,32	5,68	99,19	—	0,94
пачка										
4,61	—	2,99	0,32	2,69	0,14	5,35	6,12	100,19	1,10	1,92
5,12	—	2,67	0,39	2,44	0,10	5,38	5,70	99,65	0,52	2,10
пачка										
3,99	—	2,48	0,22	2,23	0,11	5,39	5,77	99,67	—	2,11
(базальная) пачка										
4,35	—	2,93	0,14	2,31	0,10	5,42	6,16	99,42	—	2,18
4,15	—	3,49	0,20	2,33	0,10	5,13	6,54	99,35	—	2,03
0,36	—	0,20	0,06	0,06	0,07	1,33	0,72	99,76	—	0,20
0,77	—	2,45	6,52	2,52	0,06	0,20	8,85	99,76	8,04	0,20

## ОПИСАНИЕ СТРАТОТИПИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Ниже приводится описание стратотипических разрезов Тискре, Какумяги, Коце-Люкати, Кунда (Лонтова) и Таммнеэме по следующей схеме. Сначала указывается местоположение обнажения и общая характеристика его, доступ к нему, затем дается схематическое изображение разреза. Далее следует послойное описание разреза сверху вниз, в котором представлены данные о литологическом строении разреза и указаны уровни палеонтологических находок. Перед описанием в числителе показаны интервалы слоев в метрах, исчисляемые от верхней границы кемб-



Вертикальное распространение фауны и акригарх в нижнекембрийских отложениях стратигических разрезов Эстонии

Таблица 4

Свента	Лонговаская					Тискреская	
	Сямская (базальная)	Махуская	Кестлаская	Таммнеэмская	Луокатская	Какумягская	Раннамыйзаская
Фауна							
<i>Sabellidites cambriensis</i> Yan.							
<i>Yanichevskyites petropolitanius</i> (Yan.)							
<i>Platysolenites antiquissimus</i> Eichw.							
<i>Platysolenites lontoova</i> Orlik							
Спиральные формы платисоленитид							
Ядра хиолитов							
Ядра и отпечатки хиолителлид							
Хитиновые (?) рогообразные склериты							
<i>Aldanella kunda</i> (Orlik)							
<i>Volborthella tenuis</i> Schm.							
<i>Volborthella conica</i> Schindewolf							
Песчаные фораминиферы (?)							
<i>Schmidtiiellus mickwitzii</i> (Schm.)							
Фрагменты трилобитов							
<i>Mickwitzia monilifera</i> (Linnars.)							
<i>Mickwitzia formosa</i> Wiman							
<i>Mickwitzia concentrica</i> Gorjan.							
<i>Paterina rara</i> Gorjan.							
Фрагменты брахиопод							
<i>Scenella discinoides</i> Schm.							
<i>Scenella tuberculata</i> Schm.							
<i>Bradoridae</i>							
<i>Skolithos linearis</i> Hald.							
Пиритизированные ленты по следам познания илоседов							
Холы мнорощущих организмов, заполненные алевроитовым материалом							

Акригархи

- Synsphaeridium* sp.  
*Margominuscula* sp.  
*Tasmanites tenellus* Volk.  
*Granomarginata prima* Naum.  
*Michystridium tornatum* Volk.  
*Leiosphaeridia* sp.  
*Letomarginata simplex* Naum.  
*Granomarginata squamacea* Volk.  
*Cymatiosphaera* sp.  
*Baltisphaeridium dubium* Volk.  
*B. orbiculare* Volk.  
*T. volkocae* Kirjan.  
*Archaeidiscina umbonulata* Volk.  
*Baltisphaeridium cerinum* Volk.  
*B. ornatum* Volk.  
*B. compressum* Volk.  
*Michystridium pallidum* Volk.  
*Tasmanites* sp.



рийских отложений, а в знаменателе — их мощности. Характеристика границ слоев дается в конце описания вышележащего слоя. Названия пород уточнены по результатам гранулометрического анализа и даны по номенклатуре, принятой в Институте геологии Академии наук Эстонской ССР (Raukas, 1964). Завершается описание минералогической характеристикой вскрытых в данном разрезе отложений.

Минералогическая характеристика песчано-алевритового компонента приведена по данным иммерсионного анализа зерен алевритовой размерности (0,05—0,1 мм), предварительно сепарированных в тяжелой жидкости с удельным весом 2,89 г/см<sup>3</sup> на легкую и тяжелую фракции. Минералы подсчитаны по четырем группам — легкая фракция, тяжелая фракция, аллотигенные прозрачные минералы и аутигенные минералы тяжелой фракции, каждая из которых принята за 100%. Глинистый компонент пород изучался по фракции <0,001 мм комплексом методов: рентгеноструктурным, термическим и химическим. Данные гранулометрического и минералогического анализов приведены в сводных колонках для каждого разреза (рис. 5, 7, 9, 11, 13). Химические анализы основных типов пород приведены в табл. 3.

Палеонтологическая характеристика отложений дана по находкам, сделанным при описании разрезов, и по лабораторным исследованиям палеонтологических или крупных фракций литологических проб. Палеонтологические пробы весом 0,5—2,0 кг отбирались преимущественно из глинистых разностей. Пробы промывались водой для удаления частиц менее 0,1 мм, а остаток просеивался на ситах и просматривался под бинокуляром. Палеонтологические данные приведены при послойном описании и представлены также в табл. 4, в которой сплошной линией показано вертикальное распределение окаменелостей в стратотипических и пунктиром — в соседних разрезах. Изучение акритарх проводилось Т. Янкаускасом и Э. Пости (1973); в целях единства номенклатуры акритарх при описании разрезов были использованы результаты определений только этих исследователей. Ссылки на другие исследования акритарх даны в первой части работы.

Все разрезы иллюстрированы фотографиями обнажений, характерных текстур пород и палеонтологических находок (табл. I—XVI).

## РАЗРЕЗ ТИСКРЕ

### СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ТИСКРЕСКОЙ СВИТЫ

Рассматриваемый разрез располагается на расстоянии 14 км к западу от Таллина, в пригородном районе Раннамыйза, примерно в 1 км к северу от шоссеиной дороги Таллин—Клоога, у западной окраины деревни Тискре. Разрез представлен обнажением у подножия уступа глинта, на отдельных участках подвергающегося абразии во время сильных штормов. Стратотипом служит наиболее южное обнажение протяженностью 60—70 м в горизонтальном направлении. Обнажение находится там, где береговая линия резко поворачивает на запад (рис. 3). Подход к обнажению доступен со стороны шоссеиной дороги Таллин—Клоога, до подъема по ней на глинт. Недалеко от глинта следует свернуть на север по проселочной дороге, ведущей через хутор прямо к обнажению. Дорога проезжая в сухое летнее время.



В отдельных вертикально обособленных уступах глинта здесь обнажаются различные горизонты нижнего ордовика и основная часть тискреской свиты (табл. I, 1). Под уровнем моря остаются только низы этой свиты (0,8—1,5 м), которые, однако, обнажаются в небольшом абразионном уступе у берега моря, в 750 м к северу от стратотипического обнажения. Поскольку недалеко от него в направлении к востоку располагается и стратотипический разрез нижней части тискреской свиты — какумягиской пачки, то ниже приводится описание только самого обнажения Тискре, без описания нижней границы свиты по указанному выше небольшому отдельному обнажению. Мощность описываемой части тискреской свиты составляет, таким образом, 16,30 + м (рис. 4).

## ТИСКРЕСКАЯ СВИТА

### Раннаыйзаская пачка

- |                   |   |
|-------------------|---|
| 0,00—2,80<br>2,80 | Алевролит крупнозернистый, светло-серый или белый, массивный, хорошо отсортированный. Состоит из кварца, с примесью мусковита; содержит многочисленные агрегаты пирита. Верхние 2,00 м интервала содержат лишь послойно отдельные прерывистые пленки глины; пирит присутствует здесь в виде мелких кристаллов или их агрегатов. В нижней 0,80-метровой части его глинистого материала содержится больше, обычно в виде плоских галек или деформированных фрагментов первичного слоя. Пирит в этой части интервала встречается в виде круглых конкреций диаметром 5—10 мм.<br>Верхняя граница резкая: на неровной поверхности описанных массивных алевролитов залегает либо прослой диктионемового сланца, либо типичный базальный конгломерат пакерортского горизонта с фосфатными, слабо окатанными гальками и глыбами тискреских алевролитов. Нижняя граница весьма четкая, так как подстилающими породами являются слоистые пелитистые алевролиты. |
| 2,80—2,95<br>0,15 | Алевролит пелитистый, светло-серый, слабосцементированный, тонкослоистый. На некоторых участках слоистость маркирована послойным распределением пирита, который тяготеет к наиболее пелитистым уровням породы. В интервале встречены единичные фосфатные фрагменты брахиопод.   |
| 2,95—3,05<br>0,10 | Глина алевролитовая, зеленовато-серая. Содержит отдельные линзы алевролита и круглое тело алевролита диаметром 4 см (оползневое образование?). В породе много пирита в виде рассеянных кристаллов и агрегатов.  |
| 3,05—4,60<br>1,55 | Переслаивание пелитовых, пелитистых и крупнозернистых алевролитов, зеленовато-серых, местами с голубоватым оттенком. Глинистость алевролитов увеличивается  |



Разрез Тискре

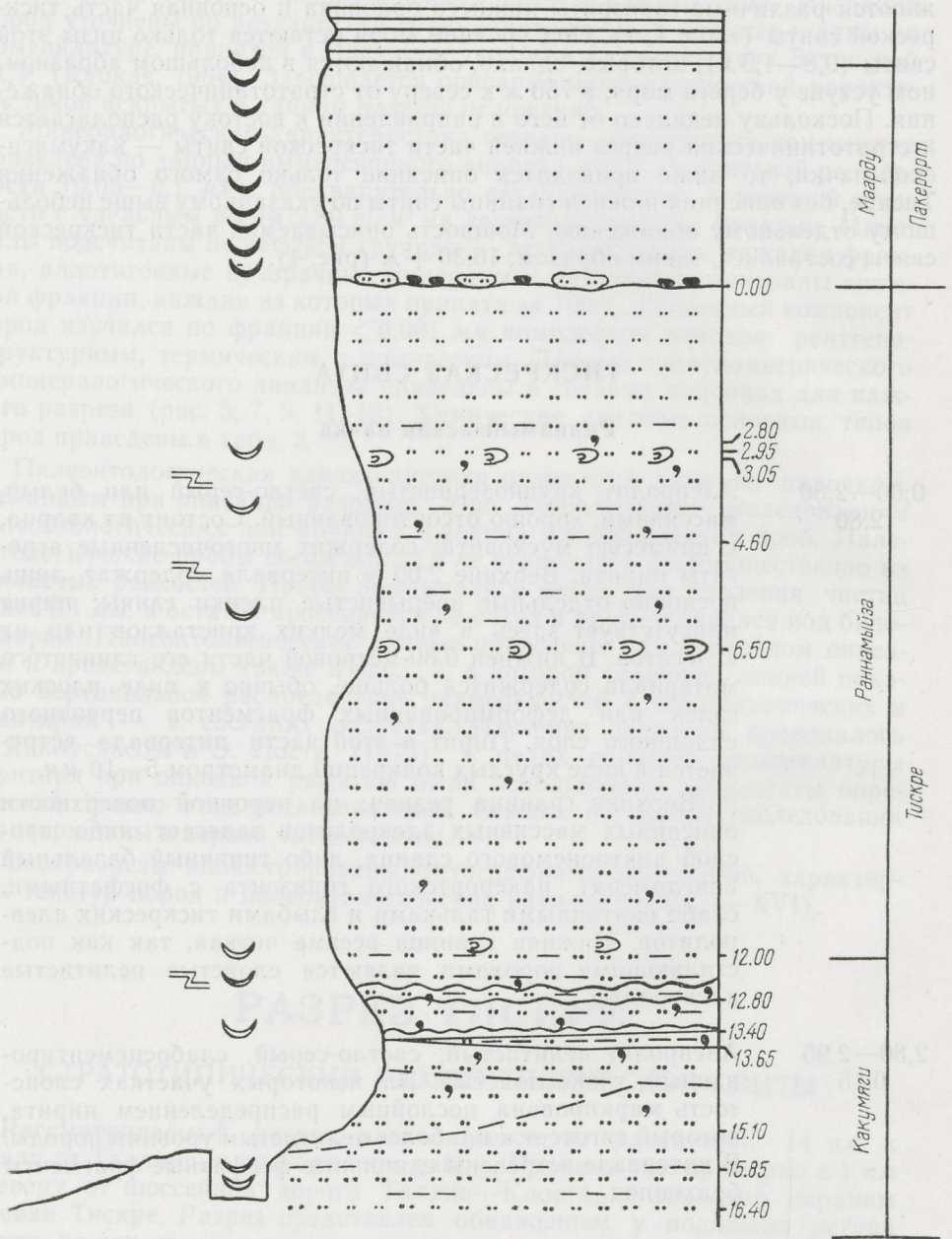


Рис. 4. Стратотипический разрез Тискре:

1 — песок; 2 — алевролиты; 3 — пелитистые алевролиты; 4 — пелитовые алевролиты; 5 — алевролитовые глины; 6 — алевролитистые глины; 7 — глины; 8 — частое чередование алевролитов и глин; 9 — линзы и прослои песчаников или алевролитов; 10 — гнезда песчаного или алевролитового материала; 11 — прослои, линзы и гнезда глины; 12 — гравийный материал; 13 — гальки: а — глинистых; б — фосфатизированных пород; 14 — глауконит; 15 — гнездообразные фосфатные образования; 16 — деформации первичной слоистости; 17 — знаки ряби; 18 — сабеллитиды; 19 — платисолениитиды; 20 — нечленистые трубочки платисолениитид (?); 21 — ядра фольбертеллы; 22 — ядра хиолитов; 23 — ядра и отпечатки хиолителлид; 24 — рогаобразные хитиновые формы; 25 — песчаные фораминиферы; 26 — алданеллы; 27 — сненеллы; 28 — остракоды; 29 — брахиоподы; 30 — неопределенные фрагменты брахиопод; 31 — фрагменты трилобитов; 32 — ходы илороющих организмов, заполненные алевролитовым материалом; 33 — пиритизированные ленты по следам ползания илоедов; 34—36 — комплексы акритарх: 34 — обедненный люкатский, 35 — люкатский, 36 — лонтоваский.



к низам интервала. Поверхность слоев отдельных типов пород слабеволнистая и покрыта обычно тонкой пленкой зеленовато-серой глины, содержащей многочисленные мелкие кристаллы пирита.

Нижняя граница условная: проводится по появлению самостоятельных слоев глины.

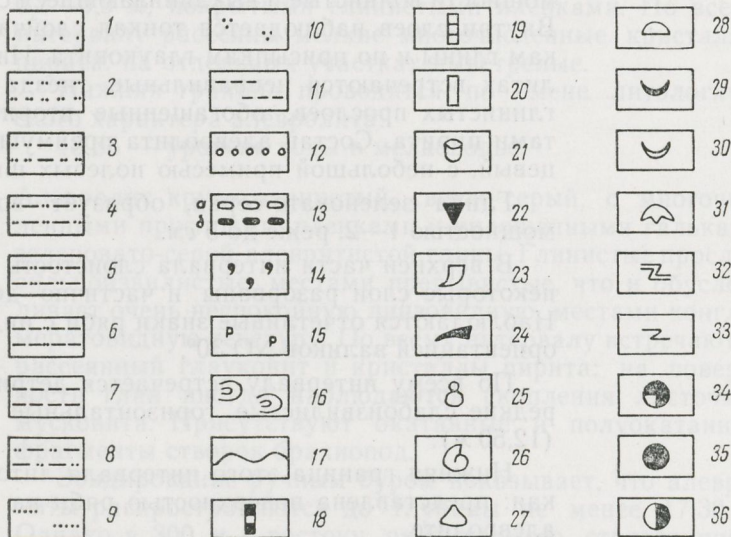
4,60—6,50  
1,90

Переслаивание алевролитов (80%) и алевролитовых глин (20%). Слоистость горизонтальная, слабеволнистая, мощность слоев алевролита 10—40 см, глины 1—10 см. Алевролит крупнозернистый, светло-серый, местами с розоватым оттенком, послойно содержит прерывистые пленки, линзы или плоские гальки глин. В верхней части интервала наблюдаются знаки волновой ряби, в нижней — оползневые нарушения слоистости («караваи»).

Глины зеленовато-серые, массивные, с отдельными слоями, не выдержанными по мощности, с плоскими или округлыми конкрециями пирита. По всему интервалу встречается рассеянный глауконит.

Из органических остатков обнаружены отдельные фосфатные фрагменты брахиопод, возможно близких к *Mickwitzia*, и следы жизнедеятельности илороющих организмов в виде алевролитовых заполнений каналов диаметром 3—4 мм.

Нижняя граница четкая: подстилающие алевролиты почти не содержат глины.



Условные обозначения к рис. 4, 6, 8, 10, 12.



6,50—12,00  
5,50 Алевролит крупнозернистый, светло-серый, слабосцементированный. В обнажении алевролит по направлению к поверхности вторично сцементирован, ввиду чего образуется крутой выступ. Ясно выраженная слоистость отсутствует, наблюдаются только плоскости отдельности через 0,5—1,0 м, маркированные иногда тонкой примазкой глины. По горизонтали эти плоскости часто сходятся, обуславливая крупнолинзовое строение. В низах интервала глинистость пород увеличивается: появляются тонкие линзочки, прерывистые пленки или окатыши-гальки из зеленовато-серой глины.

Состав алевролита почти мономинеральный — кварцевый. Зерна кварца среднеокатанные, но хорошо отсортированные. Глинистый компонент представлен почти полностью гидрослюдами, частично сильно деградированными, с примесью хлорита. В нижней части интервала много мелкокристаллических агрегатов или конкреций пирита, а также отдельных присыпок глауконита; в верхней части оба эти аутигенные образования встречаются более спорадически.

Нижняя граница переходная.

#### Какумягиская пачка

12,00—12,80  
0,80 Переслаивание алевролита (80%) и алевритовой глины (20%). Из-за глинистости пачка рыхлая и образует в стенке обнажения углубление до 1,5 м.

Алевролит пелитистый, местами пелитовый, серый, с зеленоватым оттенком. Образует невыдержанные по мощности волнистые и выклинивающиеся слои в 2—15 см. Внутри слоев наблюдается тонкая слойчатость по пленкам глины и по присыпкам глауконита. Иногда в алевролитах встречаются неправильные гнезда или обрывки глинистых прослоев, обогащенные вторичными агрегатами пирита. Состав алевролита преимущественно кварцевый, с небольшой примесью полевых шпатов.

Глина зеленовато-серая, образует волнистые слои мощностью 1—2, реже до 5 см.

В верхней части интервала слоистость часто неясная: некоторые слои разорваны и частично деформированы. Наблюдаются отчетливые знаки ряби с индексом 8 : 1 и с ориентацией валиков NO 30°.

По всему интервалу встречается детрит брахиопод и редкие слабоизвилистые горизонтальные ходы илоедов (12,50 м).

Нижняя граница этого интервала литологически четкая: представлена поверхностью ряби на подстилающем алевролите.

12,80—13,40  
0,60 Алевролит неотсортированный песчано-глинистый, светло-серый, тонкослойный по распределению глауконита и глинистого материала, особенно в верхней части. Наблю-



даются волнистые поверхности, покрытые знаками ряби. На верхней границе (12,80 м) ориентация валиков NO 40—50°, длина 7—8 см, высота 0,8 см, внутри слоя (13,35), ориентация валиков NW 330°, длина 5—6 см, высота 0,7 см. Вершины валиков местами сглажены. Нижняя граница проведена по смене пород.

13,40—13,65  
0,25 Глина алевритистая, зеленовато-серая, содержит линзы и гнезда крупнозернистого алевролита. Слой в пределах обнажения не выдержан и постепенно выклинивается к югу. На отдельных участках наблюдается тонкая слойчатость по распределению алевролитовых частиц. Алевролитовый компонент обогащен глауконитом.

По всему интервалу встречаются фосфатные фрагменты брахиопод.

Нижняя граница переходная.

13,65—15,10  
1,45 Алевролит крупнозернистый, светло-серый, с тонкими (1—8 мм) прослоями зеленовато-серой глины, количество которых постепенно увеличивается к верхам интервала. Глинистые прослои волнистые и часто сливаются, ввиду чего текстура интервала в целом линзовидная. По всему интервалу рассеяны зерна глауконита и агрегаты или конкреции пирита.

Нижняя граница переходная.

15,10—15,85  
0,75 Алевролит крупнозернистый, желтовато-серый вследствие выветривания пирита под влиянием морской воды; слоистость обусловлена поверхностями отдельности через 0,2—0,3 м, покрытыми глинистыми пленками. По всему интервалу рассеяны мелкие многочисленные кристаллы пирита, на отдельных участках выветрелые.

Нижняя граница проводится по смене литологического характера алевролита.

15,85 — уровень воды в мелководье.

15,85—16,30  
0,45 Алевролит крупнозернистый, светло-серый, с многочисленными прослоями, пленками и уплощенными гальками зеленовато-серой алевритистой глины. Глинистые прослои сильноизвилистые, местами прерывистые, что и обуславливает очень беспокойную линзовидную, местами конгломератовидную текстуру. По всему интервалу встречается рассеянный глауконит и кристаллы пирита; на поверхности глиен иногда наблюдаются скопления листочков мусковита. Присутствуют окатанные и полуокатанные фрагменты створок брахиопод.

Зондирование ручным буром показывает, что алевролиты распространяются до глубины не менее 17,30 м. Однако в 300 м к востоку описываемого стратотипического разреза со дна залива (16,7 м) поднят монолит зеленовато-серой увлажненной глины с биоглифами — явно породы люкатиской свиты. Очевидно, это указывает на ундуляцию нижней границы тискреской свиты и позволяет провести условно эту границу в разрезе в интервале 17,30—18,00 м.



Итак, в разрезе Тискре под базальными слоями пакерортского горизонта обнажается тискреская свита, представленная в верхней части (раннамыйзаская пачка, 0,00—12,00 м) светло-серыми горизонтально-слоистыми крупнозернистыми алевролитами и имеющими лишь подчиненное значение прослоями более глинистых разновидностей пород, а в нижней (какумягиская пачка, 12,00—16,30 м) — неотсортированными с линзовидной текстурой алевролитами, со значительной примесью глинистого и (послойно) песчаного материала. Переход между этими пачками постепенный и в самом обнажении малозаметный. Низы свиты (около 1,0—1,5 м) под уровнем моря не вскрыты.

Породы обнаженной части тискреской свиты минералогически однообразные, с характерными для этого подразделения в Эстонии соотношениями отдельных минералов (рис. 5, см. в конце книги). В составе легкой фракции крупноалевритового компонента преобладают среднеокатанные зерна кварца, к которым в крупнозернистых алевролитах прибавляется лишь 5—15% полевых шпатов, в основном ортоклаза. Глины и глинистые алевролиты характеризуются полимиктовым составом: количество полевых шпатов в них увеличивается, появляются слюды и глауконит. В составе тяжелой фракции по всему разрезу преобладают аутигенные минералы (пирит, лейкоксен); содержание темноцветных рудных минералов (ильменита), за исключением самых верхних слоев свиты, очень низкое. Среди прозрачных аллотигенных минералов тяжелой фракции наблюдается характерная только для тискреской свиты турмалин-цирконовая ассоциация, в которой сильно преобладает первый минерал. Титанистые минералы (рутил, трудноопределимые разновидности, реже титанит), распространены также широко, их количество несколько уменьшается к верхам разреза. Следует отметить, что неустойчивые к выветриванию минералы (амфиболы, пироксены), а также гранаты встречаются в незначительном количестве только в нижней части разреза — в составе пород какумягиской пачки. Это единственное различие минералогического состава алевролитового компонента выделенных пачек, если не учитывать отмеченную выше слабо выраженную тенденцию к уменьшению титанистых минералов к верхам разреза.

Глинистая фракция в породах разреза представлена в основном гидрослюдами, среди которых отмечаются и частично разбухающие смешанно-слойные образования. В виде примеси встречаются хлориты и каолинит. Последний, как правило, отсутствует в чистых алевролитах. Так как невыветрелые образцы получить трудно, то глинистый компонент пород из нижней части разреза здесь не изучался.

Таким образом, минералогический состав алевролитового компонента имеет характерный облик, и по нему тискреская свита четко отличается как от покрывающих, так и от подстилающих отложений. Глинистый компонент индивидуальными особенностями не характеризуется.



# РАЗРЕЗ КАКУМЯГИ

## СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КАКУМЯГИСКОЙ ПАЧКИ ТИСКРЕСКОЙ СВИТЫ

Разрез находится на восточном берегу полуострова Какумяги, в административных пределах г. Таллина, на стыке территории Государственного парка-музея и пионерского лагеря в Рокка-ал-Маре. Обнажение представляет небольшой участок берегового уступа, подвергающегося у подножия абразии во время сильных штормов. Обнажение доступно для наблюдения в любое время года. Добраться до него можно городским транспортом до пионерского лагеря, а дальше пройти пешком по берегу на север около 800—900 м.

Под почвенным слоем залегают породы тискреской свиты (0,00—6,40 м), представленные в верхней части (2,4 м) алевролитами ранна-мыйзаской пачки и в нижней (4,0 м) — алевролитами и глинами какумягиской пачки, подстилающимися преимущественно глинистыми породами люкатиской свиты (рис. 6).

Кроме стратотипического обнажения на береговых уступах полуострова, особенно на восточном, наблюдается еще ряд выходов какумягиской пачки, хорошо дополняющих стратотипический разрез текстурным разнообразием отложений.

### ТИСКРЕСКАЯ СВИТА

#### Раннамыйзаская пачка

0,00—1,00  
1,00

Чередование алевролитов (60%) и алевролитовых глин (40%). Алевролиты крупнозернистые, светло-серые, преимущественно горизонтальнослоистые. Слоистость маркирована распределением глинистого материала и местами присыпками чешуек мусковита или зерен глауконита. Мощность слоев алевролита до 10 см. Состав преимущественно олигомиктовый, кварц-полевошпатовый. Алевритовые глины местами переходят в алевритистые, зеленовато-серые; мощность их слоев лишь местами достигает 5 см. Состав гидрослюдистый, со значительной примесью каолинита.

Нижняя граница проводится по смене литологического характера пород.

1,00—2,40  
1,40

Алевролит песчанистый, желтовато-серый, массивный. Слоистость выражена только наличием (через 10—20 см) плоскостей отдельностей, покрытых тонкой пленкой зеленоватой глины или листочками слюд, реже глауконитом. Состав алевролита преимущественно мономинеральный, кварцевый.

Нижняя граница волнистая; к ней приурочен прослой зеленовато-серой пластинчатой глины мощностью 2—3 см.



Разрез Какумяги

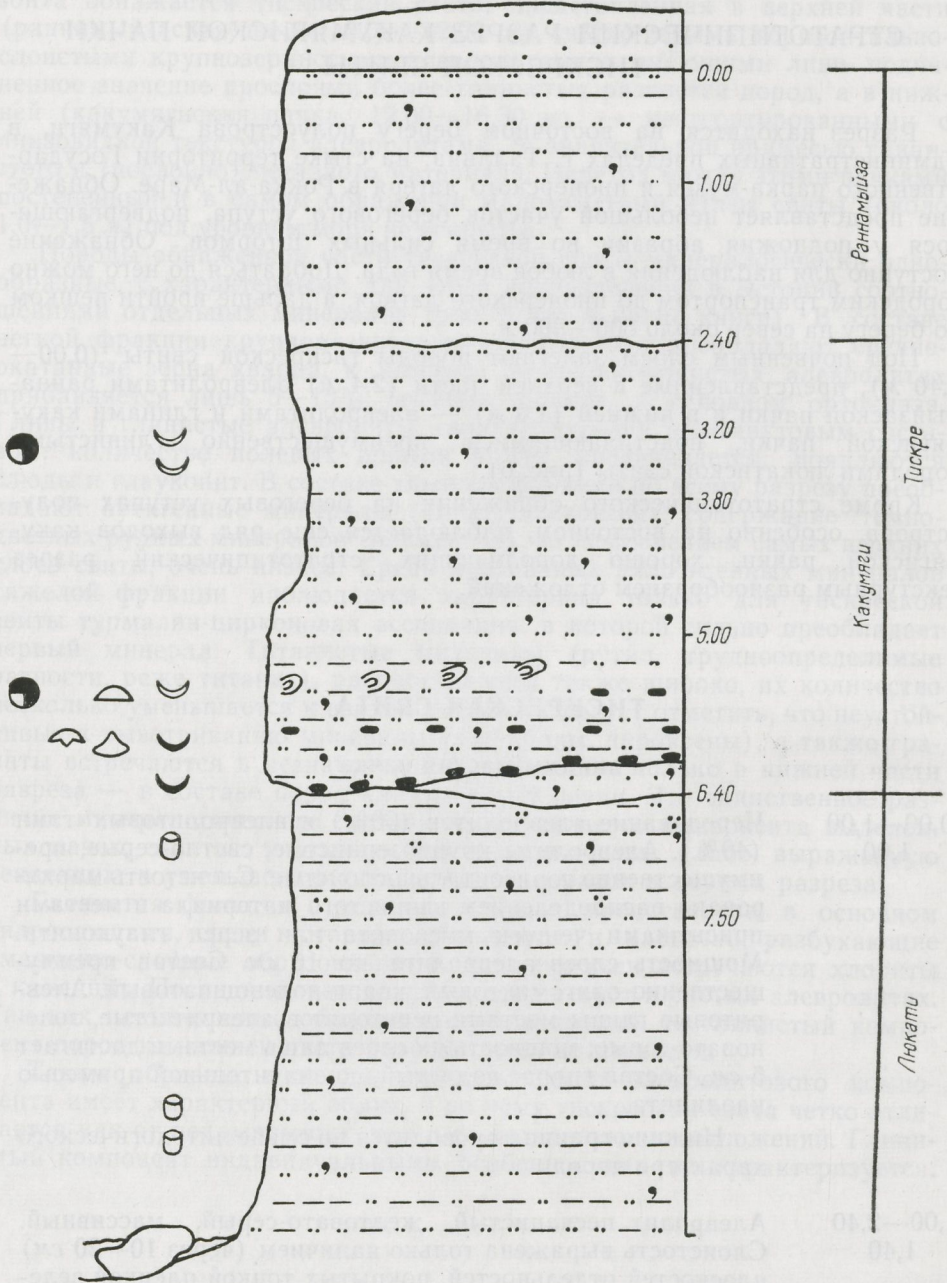


Рис. 6. Стратотипический разрез Какумяги  
Условные обозначения см. в подписи к рис. 4.



### Какумягиская пачка

2,40—3,20  
0,80

Алевролит крупнозернистый, светло-серый, слоистый. Мощность слоев 4—10 см. Поверхности их покрыты пленками глины или присыпками мусковита. На отдельных участках наблюдается послойное распределение глауконита. Порода сцементирована глинистым цементом.

Нижняя граница переходная: проводится по появлению прослоев глин.

3,20—3,80  
0,60

Переслаивание алевритовых глин (60%) и алевролитов (40%). Мощность слоев не выдержана, колеблется от 10 см до нескольких миллиметров и часто полностью выклинивается. Глины обычно коричневато-серые, местами переходят плавно в пелитовый алевролит. Алевролиты крупнозернистые, светло-серые. Состав алевритового компонента полимиктовый: кварц, полевые шпаты, слюды. Глинистая фракция сложена гидрослюдами с примесью хлоритов и каолинита.

В породе найдены единичные фрагменты фосфатных раковин брахиопод. Проба с глубины 3,25 м содержит акритархи: *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *Baltisphaeridium compressum* Volk.

Нижняя граница проводится по смене типов пород.

2,80—5,00  
1,20

Алевролит серый, крупнозернистый, послойно песчаный или пелитистый, среднечцементированный, горизонтально-слоистый. Слоистость выражена присыпками глауконита и листочками мусковита. Встречаются 1—2-миллиметровые линзовидные прослои зеленовато-серой глины, на контактах которой часты скопления скрытокристаллических агрегатов пирита. Состав в основном мономинеральный-кварцевый, а в пелитистых разностях и олигомиктовый — кварц-полевошпатовый.

Нижняя граница, проводимая по смене типов пород, волнистая и сравнительно четкая.

5,00—6,40  
1,40

Переслаивание песчаников, алевролитов и алевритовых глин. Типы пород чередуются в виде линз, мощностью местами до 30 см, а протяженность ограничивается часто лишь первыми метрами и реже достигает 7—8 м.

Песчаники мелкозернистые, алевритистые, светло-серые, по составу кварцевые, обычно массивные, реже слоистые. Характерен крепкий карбонатный цемент пойкилокластического типа, обусловивший при выветривании «гороховую» поверхность. Степень цементации и количество карбонатных сгустков увеличиваются к низам интервала.

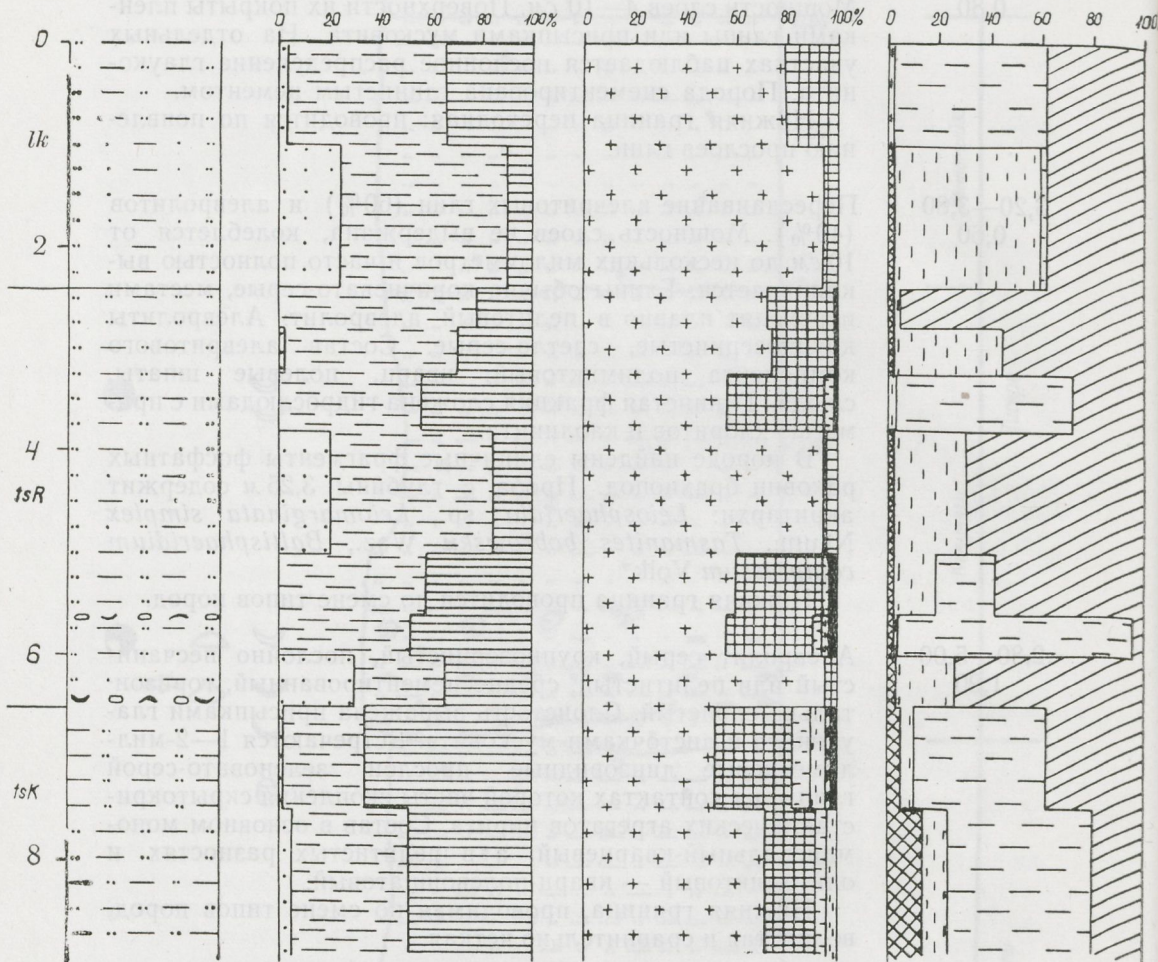
Алевролиты крупнозернистые или пелитистые, светло-серые, с зеленоватым оттенком. По составу они олигомиктовые (кварц, полевые шпаты), содержат много глауконита и рассеянного глинистого материала.



Гл. в м Литологическая колонка

Гранулометрический состав

Минеральный состав фракции 0,1—0,05 мм  
легкая фракция                      тяжелая фракция



- гравийная фр (1...10 мм)
- песчаная фр (0,1...1 мм)
- алевроитовая фр (0,1...0,01 мм)
- пелитовая фр (0,01 мм)

- кварц
- полевые шпаты
- мусковит
- бурый биотит
- зеленый биотит
- глауконит
- остальные

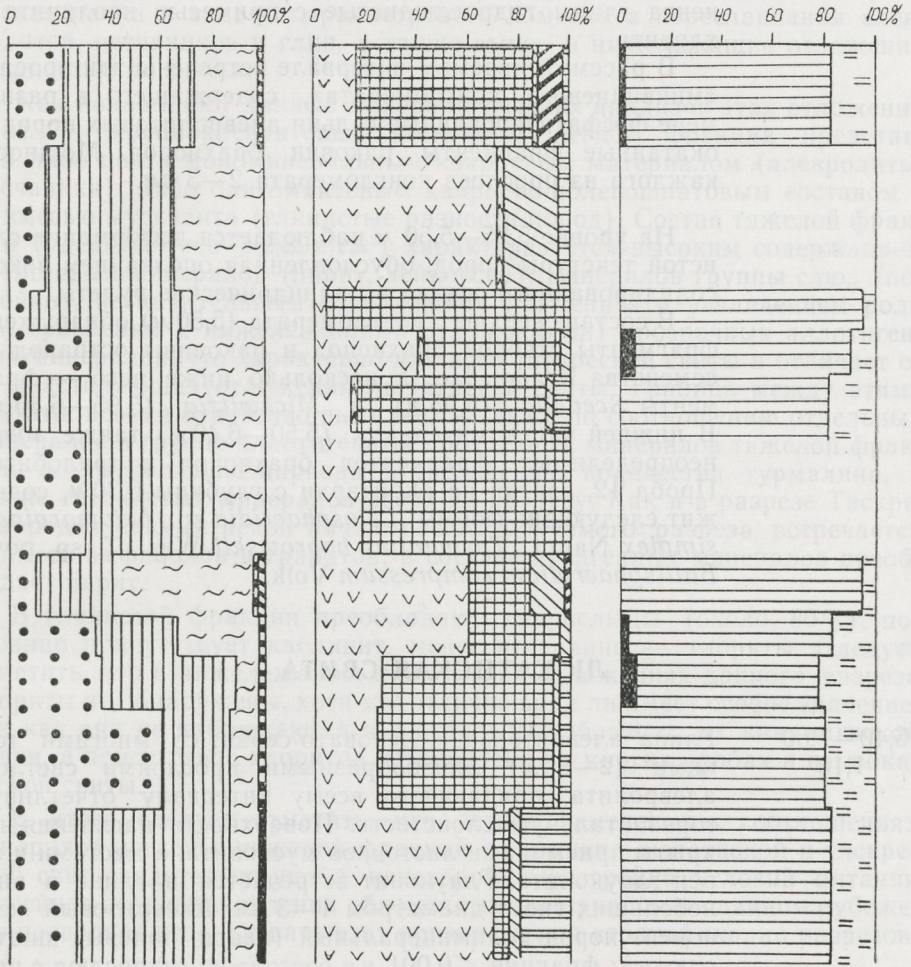
- аллотригенные рудные минералы
- аллотригенные прозрачные минералы
- слюды, хлориты
- аутигенные минералы









аллотригенные прозрачные  
минералы тяж. фр.

аутигенные минералы тяж. фр.

Минеральный состав  
фракции < 0,001 мм



-  циркон
-  турмалин
-  Ti-минералы
-  гранат
-  амфибол,  
пироксен
-  остальные

-  лейкоксен
-  анатаз
-  пирит
-  гетит, гематит
-  глаукоцит
-  карбонаты





-  хлориты
-  разбухающие  
гл. минералы
-  гидрослюда
-  каолинит

Рис. 7. Литолого-минералогическая характеристика какумягской пачки в стратотипическом разрезе Какумяги



Глины сильноалевритистые или алевритовые, зеленовато-серые. Они не образуют самостоятельных линз, а тесно перемежаются в виде тонких пленок или примазок с другими типами пород. По составу глинистого компонента глины гидрослюдистые с примесью каолинита и хлорита.

В рассматриваемом интервале встречены три прослоя «миквицевого конгломерата», содержащего в разной мере фосфатизированные гальки алевролитовых пород и окатанные фрагменты раковин брахиопод. Мощность каждого из прослоев конгломерата 2—3 см.

На уровне 5,25—5,50 м наблюдается деформация слоистой текстуры пород, обусловленная оползанием неконсолидированного осадка в цилиндрические рулеты.

В составе верхнего конгломерата (5,50 м) обнаружены фрагменты створок брахиопод и раковины остракод из семейства *Bradorigidae*, а несколько ниже него — фрагменты *Scenella* (5,95 м) и *Mickwitzia* (5,95—6,30 м). В нижней части интервала (5,50—6,40 м) также много неопределимых фрагментов брахиопод и трилобитов. Проба 12, взятая на акритархи с глубины 6,30 м, содержит следующие формы: *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. sp. nov.*, *Baltisphaeridium compressum* Volk.

## ЛЮКАТИСКАЯ СВИТА

6,40—7,50  
1,10

Глина алевритовая, зеленовато-серая, со многими тонкими (2—5 см) линзообразными прослоями светлого алевролита, придающего всему интервалу отчетливую горизонтальную слоистость. Поверхности наслоения покрыты присыпками листочков мусковита, а местами и зерен глауконита. Глауконит встречается в глине в виде небольших гнезд диаметром 1—3 мм. Алевритовый компонент пород полиминеральный (кварц, полевые шпаты, слюды); фракция <0,001 мм состоит из гидрослюд с примесью каолинита.

Найдено ядро *Volborthella* (6,80 м).

Нижняя граница переходная и проводится по увеличению количества алевролитов.

7,50—10,30  
2,80

Переслаивание глин (70%) и алевролитов (30%). Мощность слоев глины 5—50 см и слоев алевролита 1—20 см.

Глины зеленовато-серые, на отдельных участках алевритистые, массивные, редко листоватые.

Алевролиты светло-серые, зеленоватые, по гранулометрическому составу от крупнозернистых до пелитовых. Цемент глинистый или карбонатный, пойкилокластического типа. По распределению глауконита алевролиты частично массивные и частично тонкослойчатые.

Плоскости наслоения между глинами и алевролитами



редко ровные, обычно волнистые или со следами жизнедеятельности илороющих организмов. Встречены ядра *Volborthella* (9,20 и 9,50 м).

Таким образом, в этом разрезе охарактеризованы полностью какумягиская пачка в виде четырехметрового комплекса переслаивания алевролитов, песчаников и глин, а также выше- и нижележащие отложения мощностью по 2—3 м.

Как показывают данные минералогических анализов этих отложений (рис. 7), крупноалевритовый компонент легкой фракции представлен либо почти мономинеральным кварцевым материалом (алевролиты, песчаники), либо олигомиктовым кварцево-полевошпатовым составом с примесью мусковита (глинистые разности пород). Состав тяжелой фракции (удельный вес  $>2,89 \text{ г/см}^3$ ) характеризуется высоким содержанием аутигенных минералов (пирит, лейкоксен), минералов группы слюд (послойно), незначительным содержанием ильменита и увеличением роли (по сравнению с нижележащими отложениями) прозрачных аллотигенных минералов, что характерно для всей тискреской свиты и отличает ее от подстилающих отложений люкатиской свиты. Граница между этими свитами весьма отчетливо выявляется также по соотношению отдельных минералов в группе аллотигенных прозрачных минералов тяжелой фракции: по уменьшению циркона и увеличению количества турмалина, а также титанистых минералов вверх по разрезу. Как и в разрезе Тискре, в породах какумягиской пачки рассматриваемого разреза встречается примесь амфиболов и гранатов; в составе аутигенных минералов преобладает пирит.

В глинистой фракции преобладают гидрослюды (около 80%), постоянно присутствует каолинит, менее постоянно — хлориты. Следует отметить, что в нижележащих люкатиских отложениях данного разреза хлориты не обнаружены, хотя это отличие вряд ли имеет особое значение, так как они не наблюдаются и в отдельных образцах из какумягиской пачки, а присутствие хлоритов установлено во многих пробах и из люкатиской свиты.

В итоге следует отметить, что четкие изменения в соотношениях минералов легкой и тяжелой фракций на границе люкатиской и тискреской свит свидетельствуют о некоторой перестройке условий питания бассейнов осадконакопления обломочным материалом на данном рубеже, что позволяет использовать этот признак и при стратификации разрезов.

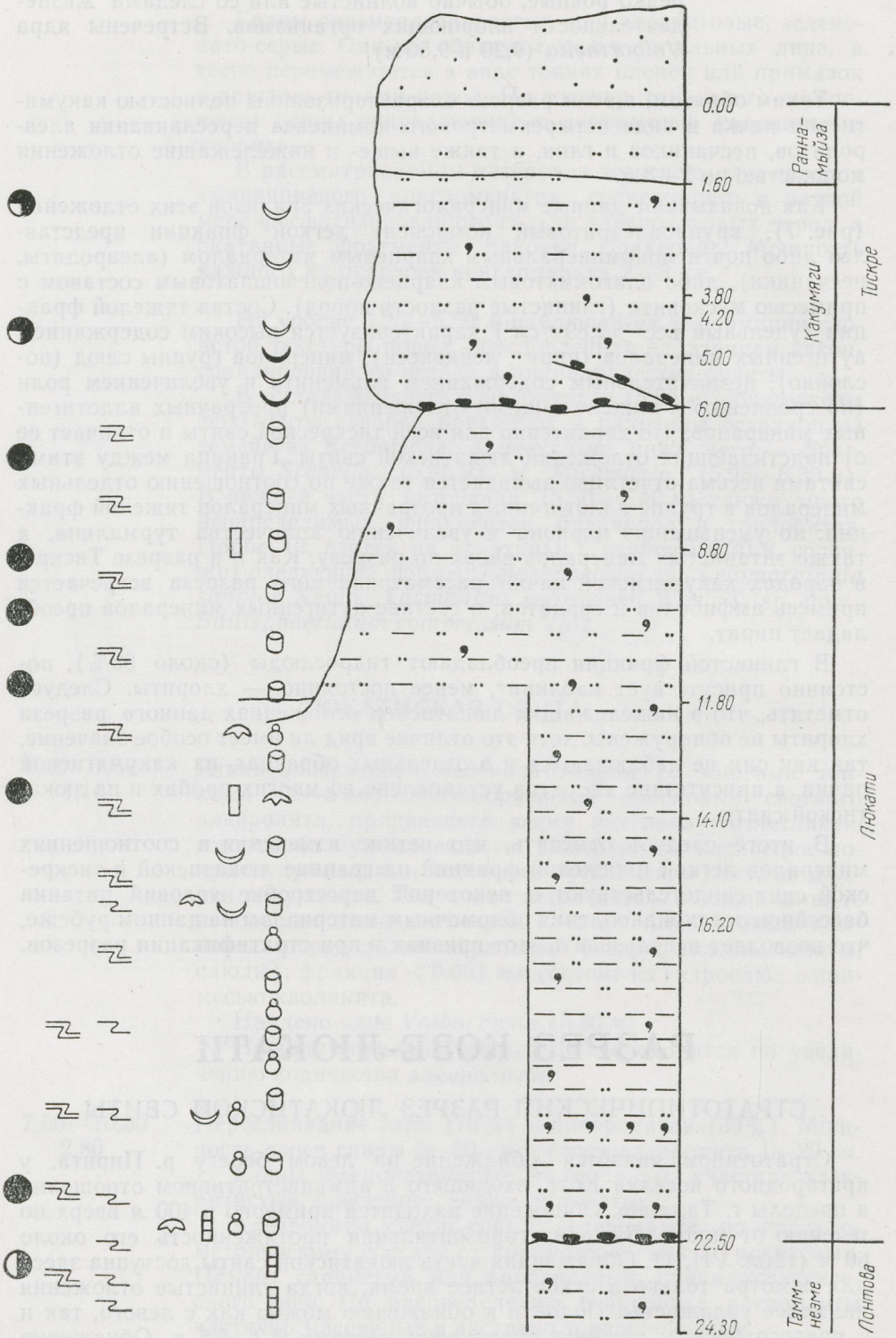
## РАЗРЕЗ КОЗЕ-ЛЮКАТИ

### СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛЮКАТИСКОЙ СВИТЫ

Стратотипом является обнажение на левом берегу р. Пирита, у пригородного поселка Козе, входящего в административном отношении в пределы г. Таллина. Обнажение находится примерно в 400 м вверх по течению от моста Люкати; горизонтальная протяженность его около 60 м (табл. VII, 1). Обнаженная часть люкатиской свиты доступна здесь для осмотра только в сухое летнее время, когда глинистые отложения наименее увлажнены. Подойти к обнажению можно как с левого, так и с правого берега: глубина русла реки местами 0,2—0,5 м. Обнажение



Разрез Козе-Люкати





дополнено скважиной, пробуренной в 1965 году непосредственно у восточного края обнажения (кern находится в кернохранилище Пюсси).

Люкатиская свита перекрывается здесь низами тискреской свиты (0,00—6,00 м) и подстилается таммнеэмской пачкой лонтоваской свиты, вскрытой скважиной (22,50—24,30 м). Мощность четвертичного покрова, представленного песком эолового происхождения, в обнажении непостоянная — от 0,50 до 2,00 м. Мощность люкатиской свиты в разрезе 16,50 м, из них в обнажении открыты верхние 5,80 метров (рис. 8).

## ТИСКРЕСКАЯ СВИТА

### Раннамыйзаская пачка

0,00—1,60  
1,60

Алевролит крупнозернистый, светло-серый, слабосцементированный, содержит тонкие прослои (1—10 см) зеленовато-серого пелитового алевролита, маркирующие горизонтальную слоистость всего интервала. По всему интервалу встречаются рассеянные зерна глауконита, а на плоскостях напластования — и скопления мелкокристаллического пирита.

Критерием для выделения пачки является выдержанная, несмотря на наклонный нижний контакт, горизонтальная слоистость пород.

### Какумягиская пачка

1,60—3,80  
2,20

Алевролит пелитистый, светло-серый с коричневатым оттенком. Порода слабосцементированная. Глинистый материал в ней рассеян равномерно и местами обогащает отдельные прослои, в которых порода постепенно переходит либо в пелитовый алевролит, либо даже в алевритовую глину. Эти прерывистые, наклонные или волнистые прослои часто выклиниваются и обуславливают линзовидную слоистость, особенно в верхней половине интервала. Мощность интервала в целом также не выдержана: по существу эта часть разреза является, очевидно, крупной линзой, выклинивающейся за пределами обнажения.

По всему интервалу встречаются зерна глауконита и полуразложившиеся агрегаты пирита.

Нижняя граница проводится по изменению окраски и степени цементации.

В глинистых прослоях встречены окатанные фрагменты створок брахиопод. По пробе, взятой на глубине 2,00 м, определен комплекс акритарх: *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. compressum* Volk.

3,80—4,20  
0,40

Алевролит крупнозернистый, светло-серый, крепко сцементированный карбонатным пойкилокластическим

Рис. 8. Стратотипический разрез Козе-Люкати  
Условные обозначения см. в подписи к рис. 4.



цементом. Текстура массивная. Содержит редкие зерна глауконита.

Нижняя граница проводится по изменению степени цементации.

4,20—5,00  
0,80

Алевролит крупнозернистый, светло-серый, с тонкими частыми прослоями пелитового алевролита зеленовато-серого цвета, обуславливающими в целом горизонтальную слоистость интервала. На поверхностях наслоения обнаружено много конкреций пирита диаметром до 10 мм и присыпок глауконита. Встречается детрит темных фосфатных раковин брахиопод. Установлены акритархи: *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. pallium* Volk., *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. ornatum* Volk.

5,00—6,00  
1,00

Алевролит крупнозернистый, светло-серый, массивный, крепко сцементированный карбонатным цементом пойкилокластического типа. Весь интервал представляет крупную линзу, выклинивающуюся полностью на западной окраине обнажения, где уменьшение ее мощности компенсируется увеличением мощности интервала 3,80—4,20 м. На нижней границе интервала местами установлен прослой конгломерата, состоящий из окатанных раковин брахиопод и уплощенных галек светло-серого или темноцветного фосфатизированного алевролита. На западе обнажения второй прослой миквициевого конгломерата наблюдается на верхней границе интервала и на месте выклинивания линзы алевролита, причем оба эти прослоя конгломерата здесь соединяются (см. рис. 8). Детрит брахиопод установлен и в породе между прослоями конгломерата. Найдены фрагменты трилобитов и остатков *Mickwitzia monilifera* (Linnars.) и *Paterina rara* Gorjansky.

Нижняя граница четкая, волнистая, хорошо наблюдается макролитологически по смене типов пород и по профилю обнажения (табл. VII, 1).

## ЛЮКАТИСКАЯ СВИТА

6,00—8,80  
2,80

Переслаивание алевролитов (60%) и глин (40%). Алевролиты разнообразные по гранулометрическому составу — от крупнозернистых до пелитовых. Соответственно изменяется и их окраска от светло-серой до зеленой. Мощность слоев 2—20 см; они часто выклиниваются и образуют изолированные линзы. Нижняя поверхность слоев обычно покрыта биоглифами по следам жизнедеятельности донных организмов и реже слепками трещин усыхания. Внутри слоев часто наблюдается тонкая горизонтальная или волнистая слоистость, маркированная распределением глауконита. Пелитовые разности слабо сцементированы глинистым цементом; в бедных глинами



разновидностях развит карбонатный цемент пойкило-кластического типа.

Глины зеленовато-серые, содержат в разных количествах примесь алевроитового материала. Мощность их до 8—10 см.

Обнаружены трубки платисоленирид со слабо выраженной членистостью (8,50 м) и многочисленные ядра *Volborthella* (6,30—8,80 м). В пробе с глубины 7,00 м установлены акритархи: *Micrhystridium pallidum* Volk., *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Baltisphaeridium compressum* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan.

Нижняя граница переходная: проводится по увеличению роли глин книзу.

8,80—11,80  
3,00

Переслаивание глин (60%) и алевролитов (40%). Мощность слоев глин достигает 30 см и алевролитов — 8 см. Слои по распространению не выдержаны, часто выклиниваются и образуют на одном уровне изолированные друг от друга линзы. На плоскостях наложения часты биоглифы. Характер типов пород тот же, что и в интервале 6,00—8,80.

По всему интервалу найдены ядра *Volborthella*, причем на глубине 12,10 и 13,40 м даже их тафономические скопления. В трех пробах (9,00; 10,00 и 11,50 м) установлены акритархи: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. pallidum* Volk., *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. cerinum* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. compressum* Volk., *Cymatiosphaera* sp. nov., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan. *Archaeodiscina umbonulata* Volk.

Нижняя граница проводится по изменению соотношения литологических типов пород.

11,80—14,10  
2,30

Глина алевролитистая, зеленовато-серая, с тонкими (до 2 см) прослоями и линзами пелитового, редко крупнозернистого алевролита. Глины слоистые по наличию алевролитовых пленок, присыпок слюд (мусковита) и глауконита. Крупнозернистые разновидности алевролита сцементированы, как правило, карбонатным цементом пойкилокластического типа. На глубине 14,00—14,10 м встречен вертикальный прожилок мощностью 3 мм, заполненный алевролитом с базальным кальцитовым цементом.

По всему интервалу установлены ядра *Volborthella*, на глубине 12,40 м остатки песчаных фораминифер, а на глубине 12,40 и 13,60 м — фрагменты трилобитов. В пробе с глубины 12,90—13,90 м определены акритархи: *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Baltisphaeridium dubium* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Archaeodiscina umbonulata* Volk.

Нижняя граница переходная и проводится по некоторому увеличению роли алевролитов.



14,10—16,20  
2,10

Глина алевритистая, на отдельных участках алевритовая, зеленовато-серая. Содержит многочисленные прослои и линзы алевролита, мощность которых достигает 20 см. На поверхностях наслоения многочисленные следы жизнедеятельности илороющих организмов. Наблюдаются присыпки слюд и глауконита. По всему интервалу встречаются ядра вольбортелл, фрагменты шипов трилобитов и створок брахиопод. На глубине 16,15—16,20 м обнаружено пирамидальное образование алевролита с обращенной вниз вершиной, сложенное крупными зернами кварца, глауконита, ядрами вольбортелл, фрагментами трилобитов и брахиопод («тафономическая ловушка»).

Нижняя граница условная, хотя и весьма четкая: поверхность подстилающего интервала волнистая, со знаками ряби.

16,20—22,50  
6,30

Глина алевритистая, с частыми переходами в алевритовую, зеленовато-серая. Содержит много прослоев и линз алевролита мощностью до 10 см. Мощность слоев однородной глины достигает 80—90 см. В глине нередки ходы илоедов или неправильные гнезда диаметром 2—3, реже до 10 мм, заполненные алевролитовым материалом, сложенным кварцем, глауконитом, слюдой, фрагментами трилобитов (?) и кристаллами пирита. Алевролиты светло-серые или зеленоватые, в зависимости от содержания глинистой фракции. Тонкие слои алевролитов обычно массивные и крепко сцементированы карбонатным цементом; у более мощных слоев имеется внутренняя горизонтальная или слабонаклонная слоистость по глаукониту или по пленкам глин. На верхней поверхности слоев алевролитов местами наблюдаются знаки волновой ряби, на нижней — слепки биоглифов.

В глинах установлены редкие мелкие (шириной до 1 мм) пиритизированные ленты — следы ползания илоедов по глинистому дну. По всему интервалу встречаются ядра *Volborthella* и на глубине 19,00—22,40 м — в большом количестве раковины песчаных фораминифер. Обнаружены единичные фрагменты трилобитов (16,20—18,40 м) и у подошвы интервала (22,30 м) — два фрагмента *Platysolenites antiquissimus* Eichw., возможно перетолженных из подстилающей лонтоваской свиты. В пробе с глубины 20,00—21,80 м установлены акритархи: *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk., *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. cerinum* Volk., *B. compressum* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz.

В минералогическом отношении нижние пять метров интервала несколько отличаются от вышележащих интервалов: у них в легкой фракции алевритового компонента уменьшается содержание полевых шпатов и в составе аутигенных минералов тяжелой фракции главенствующим становится пирит. Глинистый компонент остается неизменным: в его составе, как в выше-, так и в ниже-



жащих интервалах, преобладают гидрослюды со спорадической примесью хлорита и каолинита.

Нижняя граница интервала четкая: маркируется наличием в его низах 8-сантиметрового слоя базального конгломерата, состоящего из многочисленных темных галек фосфатизированного алевролита диаметром 2—20 мм, сцементированных зеленовато-серой глинистой массой.

## ЛОНТОВАСКАЯ СВИТА

### Таммнеэмская пачка

22,50—24,30 + Глина алевритистая зеленовато-серая, со многими тонкими (до 1 см) прослоями и линзами светло-серого пелитового или пелитистого алевролита. Алевритовый материал заполняет также сравнительно крупные (диаметром около 10—15 мм) ходы илороющих организмов, приуроченных обычно к плоскостям наслоения. В глинах очень часто встречаются также мелкие пиритизированные ленты шириной до 1,5 мм — следы ползания организмов. По всему интервалу обнаружены *Platysolenites antiquissimus* Eichw.

На глубине 22,60—23,50 м установлен комплекс акри-тарх: *Synsphaeridium* sp., *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia* sp.

В разрезе Козе-Люкати обнажается, таким образом, только часть тискреской свиты (низы раннамыйзаской пачки, вся какумягская пачка), представленная крупнозернистыми алевролитами различной глинистости и в разной степени сцементированными. Нижняя часть обнажения и скважина вскрывают люкатискую свиту (6,00—22,50 м), сложенную в основном зеленовато-серыми глинами, содержащими многочисленные прослои алевролитов, количество которых книзу постепенно убывает. В основании свиты обнаруживается прослой конгломерата.

Под люкатиской свитой вскрыта и часть (22,50—24,30 +) подстилающей ее лонтоваской свиты, верхи которой (таммнеэмская пачка) сложены также глинами с прослоями алевролитов, но резко отличающимися от люкатиских по палеонтологической характеристике.

Породы люкатиской свиты по минералогическому составу крупно-алевритового компонента (рис. 9, см. в конце книги) заметно отличаются от тискреских отложений и весьма мало от подстилающих лонтоваских, в результате переотложения верхней части которых они в основном и сформировались. Так, породы люкатиской свиты содержат в составе легкой фракции наряду с кварцем и полевыми шпатами еще в значительном количестве минералы группы слюд (мусковит и зеленый биотит). Нижняя часть люкатиской свиты обогащена глауконитом и отличается этим от подстилающих отложений лонтоваской свиты. В составе тяжелой фракции преобладают аутигенные минералы (пирит, карбонаты) и в заметном количестве встречаются слюды. Последние снижают процентное содержание прозрачных аллотигенных минералов, среди которых преобладают циркон и титанистые минералы, в основном рутил и трудноопределяемые их разновидности. Количество турмалина, преобладающего в составе прозрачных аллотигенных минералов тяжелой



фракции тискреских отложений, здесь гораздо меньше. Для люкатиской свиты характерно еще наличие значительных количеств апатита и по-слойно корунда, которые в вышележащих тискреских отложениях встречаются спорадически в виде единичных зерен. Зерен граната в породах люкатиской свиты гораздо меньше, чем в нижележащих лонтоваских. В составе аутигенных минералов в люкатиской свите содержится много доломита, который служит цементом для алевролитовых прослоев. По-слойно отмечается также глауконит. В нижних и верхних, наиболее глинистых частях разреза в этой группе минералов содержится много пирита.

Глинистый компонент пород сравнительно однотипный по составу в пределах всего нижнекембрийского разреза Северной Эстонии и не обладает индивидуальными особенностями: в нем повсеместно преобладают гидрослюды, а второстепенные минералы представлены каолинитом и хлоритами.

## РАЗРЕЗ КУНДА (ЛОНТОВА)

### СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛОНТОВАСКОЙ СВИТЫ

Разрез вскрыт в верхнем карьере Кундаского цементного завода, заложенного близ уступа глинта на северной окраине г. Кунда, на левом берегу реки, недалеко от бывшей деревни Лонтова. Въезд в карьер с северо-востока.

В качестве стратотипического разреза выбрано обнажение южного вертикального уступа карьера (табл. XI, 1), где разрез кембрия обнажается наиболее полно (0,00—23,10 м) и керн скважины, пробуренной в юго-восточном углу карьера (23,10—88,30 м). Абсолютная отметка устья скважины +9,50 м (глубина 23,10 м). Полная мощность лонтоваской свиты в разрезе Кунда 74,30 м (рис. 10).

Кембрийские отложения начинаются здесь либо непосредственно под почвенным слоем, либо под песчаными четвертичными отложениями, мощность которых не более 2 м. Породы кембрия подстилаются пестроцветными песчано-алевритовыми отложениями воронковской свиты венда (88,30—104,80 м).

### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

#### ТИСКРЕСКАЯ СВИТА

##### Какумягиская пачка

0,00—2,00  
2,00

Алевролиты крупнозернистые и песчанистые, светло-серые, на отдельных участках желтоватые. Породы среднецементированные; преобладает глинистый цемент, в пределах нижних 0,80 м встречается и карбонатный цемент пойкилокластического или даже базального типа. Слоистость выражена неясно, в основном горизонтально-линзовидная; мощность отдельных линз 0,3—0,5 м. Местами наблюдается наклонная слоистость по присыпкам глауконита.



Разрез Кунда

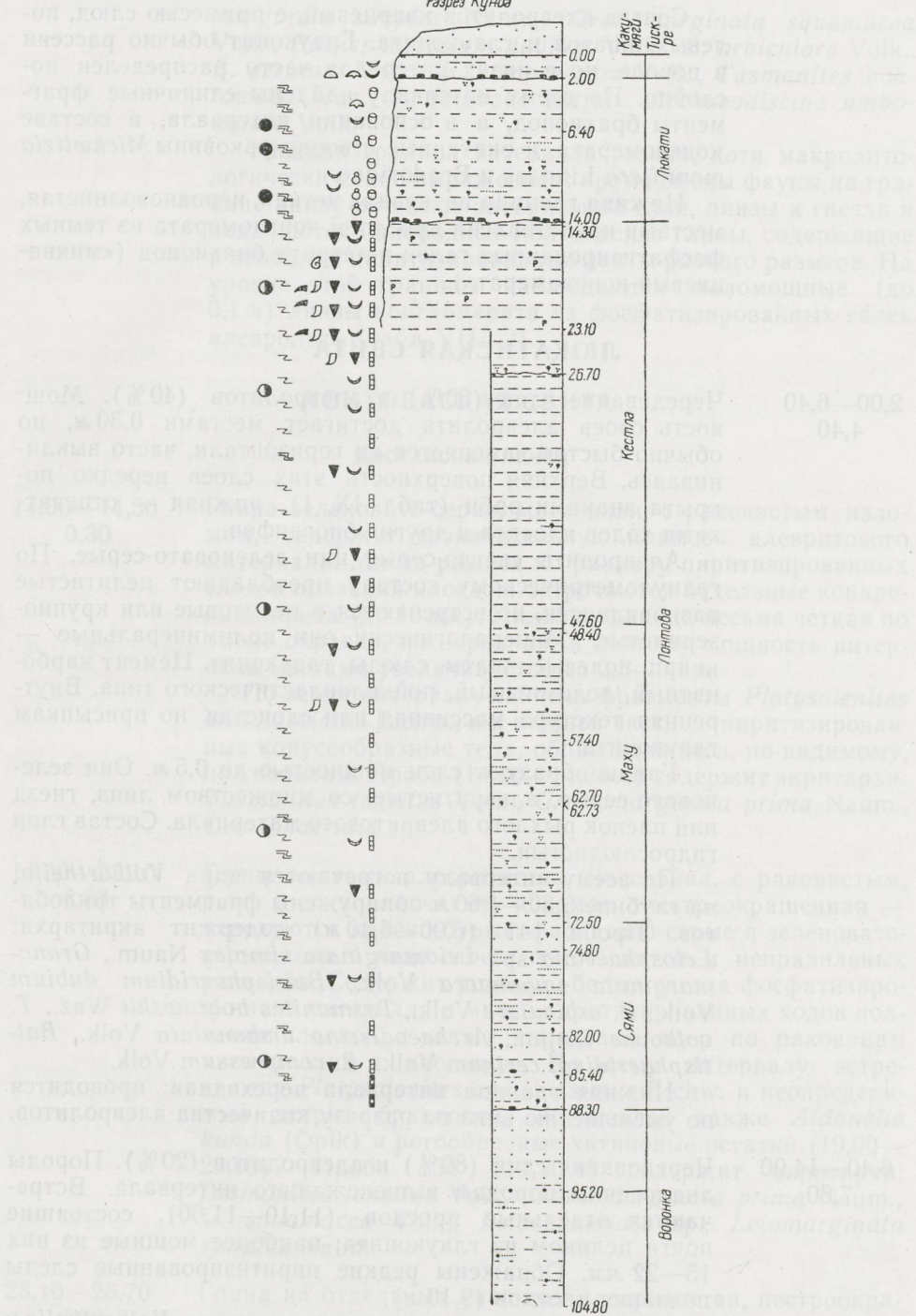


Рис. 10. Стратотипический разрез Кунда  
Условные обозначения см. в подписи к рис. 4.



Состав алевролитов кварцевый, с примесью слюд, полевых шпатов и глауконита. Глауконит обычно рассеян в породе, но в низах интервала часто распределен по слою. По всему интервалу найдены единичные фрагменты брахиопод, а в основании интервала, в составе конгломерата, и окатанные створки раковины *Mickwitzia monilifera* Linnæus и *Bradoridae*.

Нижняя граница интервала четкая, неровноволнистая, местами представлена прослоем конгломерата из темных фосфатизированных галек и детрита брахиопод («миквициевый конгломерат»).

### ЛЮКАТИСКАЯ СВИТА

2,00—6,40  
4,40

Чередование глин (60%) и алевролитов (40%). Мощность слоев алевролита достигает местами 0,30 м, но обычно быстро изменяется по горизонтали, часто выклиниваясь. Верхняя поверхность этих слоев нередко покрыта знаками ряби (табл. IX, 1), нижняя — отпечатками ходов илоедов и других биоглифов.

Алевролиты светло-серые или зеленовато-серые. По гранулометрическому составу преобладают пелитистые разновидности, но встречаются и пелитовые или крупнозернистые. Минералогически они полиминеральные — кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит. Цемент карбонатный, доломитовый, пойкилокластического типа. Внутренняя текстура массивная или слоистая по присыпкам глауконита.

Глины образуют слои мощностью до 0,5 м. Они зеленовато-серые, алевролитистые, со множеством линз, гнезд или пленок рыхлого алевролитового материала. Состав глин гидрослюдистый.

По всему интервалу встречаются ядра *Volborthella*; на глубине 3,30—4,60 м обнаружены фрагменты трилобитов. Проба 141 (6,00—6,40 м) содержит акритархи: *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk., *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. compressum* Volk.

Нижняя граница интервала переходная: проводится по уменьшению вниз по разрезу количества алевролитов.

6,40—14,00  
7,60

Чередование глин (80%) и алевролитов (20%). Породы аналогичны породам вышележащего интервала. Встречаются отдельные прослои (11,10—11,60), состоящие почти целиком из глауконита; наиболее мощные из них 15—22 мм. Обнажены редкие пиритизированные следы ползания илоедов (9,10 м).

По всему интервалу встречаются ядра *Volborthella* и раковины песчаных фораминифер, а на глубине 10,10—11,60 м — единичные фрагменты брахиопод. Пробы 136 (7,00 м) и 138 (12,10 м) содержат следующие акритархи: *Leiosphaeridia* sp., *Michrhystridium tornatum* Volk., *Leio-*



*marginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk., *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. cerinum* Volk., *B. compressum* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Archaeodiscina umbonulata* Volk.

Нижняя граница интервала резкая, хотя макролитологически слабо выраженная: кроме смены фауны на границе книзу исчезают алевроитовые слои, линзы и гнезда и появляются однородные лонтоваские глины, содержащие в изобилии пиритизированные ленты разного размера. На уровне этой границы наблюдаются маломощные (до 0,1 м) линзы конгломерата из фосфатизированных галек алевролита (табл. VIII, 2).

## ЛОНТОВАСКАЯ СВИТА

### Кестлаская пачка

- 14,00—14,30  
0,30 Глина зеленовато-серая, массивная, с раковистым изломом, содержит незначительную примесь алевроитового материала. Много разных по размеру пиритизированных следов ползания илоедов; встречаются отдельные конкреции пирита (до 10 мм). Нижняя граница весьма четкая по смене окраски, но неровная, и поэтому мощность интервала местами увеличивается до 0,5—0,6 м.
- По всему интервалу найдены фрагменты *Platysolenites antiquissimus* Eichw., а в нижней части — пиритизированные конусообразные тела, образовавшиеся, по-видимому, по хиолитам. Проба (14,10—14,20 м) содержит акритархи: *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia* sp.
- 14,30—23,10  
8,80 Глина местами алевроитистая, массивная, с раковистым, реже с тонкоплитчатым изломом, пестроокрашенная — чередуются красно-бурые, фиолетово-серые и зеленовато-серые тона в виде слоев, полос, пятен и неправильных разводов. Содержит розовато-белые гнезда фосфатизированного материала и много пиритизированных ходов ползания илоедов, а также пиритовых ядер по раковинам хиолителлид и хиолитов. По всему интервалу встречаются *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и неопределимый детрит брахиопод. Установлен также *Aldanella kunda* (Örik) и рогообразные хитиновые остатки (19,00—23,10). Проба 134 (19,30 м) содержит акритархи: *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum.
- 23,10—26,70  
3,60 Глина на отдельных участках алевроитистая, пестроокрашенная: чередуются красно-бурые, фиолетовые и зеленовато-серые тона. В интервале 24,00—24,20 м имеются три 2—3-миллиметровых уровня с охристо-желтой окраской. Встречаются отдельные розовато-белые гнезда фосфатизированного материала, но размером меньше, чем в пре-



дыдущем интервале. Размеры пиритизированных ходов илоедов разные, и нередко ширина лент достигает 6—7 мм. Встречаются и трехмерные трубчатые пиритовые образования — псевдоморфозы по раковинам хиолитов и хиолителлид. В интервале 23,10—24,00 м встречены рогообразные хитиновые остатки и по всему интервалу — *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и редкий фосфатный детрит брахиопод.

Нижняя граница интервала резкая, представлена неровной поверхностью с карманообразными углублениями до 20 мм. На этой поверхности местами наблюдаются отдельные крупные зерна кварца и глауконита.

26,70—47,60  
20,9

Глина с незначительной примесью алевролитового материала, пестроокрашенная, с чередованием главным образом зеленовато-серых и коричневатого-фиолетовых тонов и единичных красно-бурых полосок; в верхних 0,40 м глина прерывисто обохрена и имеет табачно-желтую окраску. Глина массивная, через 0,20—0,40 м с малозаметными на глаз плоскостями расслаивания. Встречаются редкие ходы илоедов, заполненные алевролитом (34,20 м) или неправильные пленки-присыпки этого материала (39,40 м). Наблюдаются небольшие (2—5 мм) конкреции мелкокристаллического пирита (34 44—40,00 м).

Размеры пиритизированных лент различные (до 6 мм ширины); найдены также пиритовые трубочки типа хиолитов или хиолителлид. По всему интервалу встречаются *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и реже *P. loutova* Örik (41,80—47,60 м). Попадает и редкий детрит брахиопод. Пробы 5 (28,20 м) и 36 (46,20 м) содержат комплекс акритарх: *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk.

Нижняя граница интервала проводится по смене окраски породы и появлению книзу алевролитовых пленок и гнезд на плоскостях наслаения глины.

### Махуская пачка

47,60—48,20  
0,60

Глина алевролитистая, зеленовато-серая, массивная; содержит гнезда и пленки песчано-алевролитового материала, состоящего из кварца, глауконита и мусковита. Пиритизированные ходы илоедов мелкие и средние, шириной до 3 мм. Найден *Platysolenites antiquissimus* Eichw.

48,20—48,40  
0,20

Песчано-глинистая миктитовая порода, представленная глинистой массой с крупными зернами глауконита и кварца. Породы пестроцветная: чередуются пятнами зеленовато-серые, фиолетовые и охристо-желтые тона. Цемент глинистый, на отдельных участках карбонатный. Состав полиминеральный: кварц, полевые шпаты, слюды, аутигенный глауконит и доломит. Контакты интервала резкие.



- 48,40—57,40  
9,00 Глина слабоалевритистая, в основном зеленовато-серая, но со многими полосами-пятнами серовато-фиолетовой окраски. Характерны поверхности отдельности через 1—2 см, покрытые прерывистыми пленками из алевритового материала. Попадают небольшие гнезда того же алеврита. В минералогическом составе алевритового компонента преобладает кварц и в значительном количестве присутствует глауконит. Глинистый компонент состоит из гидрослюд с примесью хлорита и каолинита.
- Пиритизированные ходы преимущественно мелких или средних размеров, изредка попадают и крупные (шириной 5—7 мм). Обнаружены заполнения пиритом раковин хиолителлид (?). По всему интервалу встречен *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lontova* Örik и фосфатный детрит брахиопод (?).
- Нижняя граница условная: проводится по ослаблению фиолетовых тонов и увеличению содержания алевритового материала книзу.
- 57,40—62,70  
5,30 Глина алевритистая с переходами в алевритовую, зеленовато-серая, с редкими пятнами-полосами фиолетовой окраски. Отдельность тонкослоистая (1—2 см), покрытая прерывистыми пленками алеврита из кварца, слюды и глауконита. Часто алевритовый материал образует линзы и неправильные гнезда диаметром 5—7 мм.
- По всему интервалу встречаются мелкие и средние (шириной до 3 мм) пиритизированные ленты, *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lontova* Örik и редкий фосфатный детрит брахиопод (?).
- Нижняя граница макролитологически четкая, но фактически переходная, так как книзу наблюдается постепенное увеличение крупных зерен кварца и глауконита.
- 62,70—62,73  
0,03 Песчаник слабоотсортированный, светло-зеленовато-серый, среднесцементированный, с пойкилокластическим карбонатным цементом (диаметр сгустков 5—8 мм). Состав полиминеральный: кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит.
- Нижняя граница резкая по смене пород.
- 62,73—72,50  
9,77 Глина, алевритистая, зеленовато-серая, с редкими фиолетово-серыми пятнами-разводами, массивная. Содержит много гнезд, линз и пленок алевритового или даже песчаного материала. Количество их книзу постепенно увеличивается. Алевритовый материал состоит из кварца и слюд, иногда из заметного количества полевых шпатов и глауконита. Глинистые минералы представлены гидрослюдами с примесью хлорита и каолинита.
- Встречаются ходы илоедов, заполненные алевритом, особенно в интервале 63,70—69,70 м, и мелкие и средние пиритизированные ленты. Обнаружен также проблематический фосфатный детрит и пиритовые ядра раковин хиолитов (?). По всему интервалу наблюдаются *Platysolenites antiquissimus* Eichw., реже *P. lontova* Örik



(63,00—71,80 м). Проба 4 (65,00 м) содержит акритархи: *Margominuscula* sp., *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk.

Нижняя граница проводится по появлению самостоятельных слоев песчаника.

### Сямиская (базальная) пачка

- 72,50—74,80  
2,30  
Переслаивание зеленовато-серой глины (60%) и светло-серых разномерных песчаников (40%). Мощность слоев глины обычно до 10 см, песчаников — до 5 см. На плоскостях наслоения часто крупные, хорошо окатанные зерна кварца (диаметром до 2 мм), ходы илорующих организмов, заполненные алевритом (диаметром 2—3 мм) или фиксированные пиритом. Встречается *Platysolenites antiquissimus* Eichw. Нижняя граница переходная, проводится по понижению роли песчаников книзу.
- 74,80—82,00  
7,20  
Глина зеленовато-серая, на отдельных участках фиолетовая, с прослоями (до 1 см) или с линзами песчаника. Песчаники светло-серые, среднезернистые, кварцевые, с примесью слюд и полевых шпатов, иногда богатые глауконитом. Цементация разная: встречаются рыхлые разновидности с глинистым цементом и сильноцементированные карбонатным цементом пойкилокластического или базального типа. На поверхности между глиной и песчаником часто наблюдаются присыпки слюд, в частности зеленого разложившегося биотита.
- По всему интервалу распространены ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом. Диаметр их достигает иногда 15 мм. Плоские пиритизированные ленты по следам ползания илоедов не превышают в ширину 2—3 мм. Попадают редкие заполнения пиритом (хиолиты, 77,00—78,00). *Platysolenites antiquissimus* Eichw. найден по всему интервалу.
- 82,00—85,40  
3,40  
Нижняя граница проводится по увеличению книзу прослоев песчаников.
- Переслаивание зеленовато-серой алевритовой глины (70%) и разномерных песчаников (30%). Характер пород тот же, что и в интервале 72,50—82,00 м. На глубине 84,90—85,00 м в прослоях песчаника найдены плоские гальки глины и темноцветного фосфатизированного алеврита (диаметр до 20 мм). В пробе, взятой с глубины 84,40—85,20 м, содержатся остатки *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Hyolithus* и фосфатный детрит проблематического происхождения. Проба 56 (84,20 м) содержит акритархи *Tasmanites tenellus* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia* sp.
- Нижняя граница проводится по смене литологического характера пород.
- 85,40—88,30  
2,90  
Песчаник, с прослоями и пленками зеленовато-серой алевритовой глины, светло-серый, местами с зеленова-



тым оттенком. По гранулометрическому составу встречаются отсортированные мелко- и среднезернистые или разнозернистые песчаники, иногда с примесью гравийных зерен. Меняется также и минералогический состав песчаников от почти мономинеральных кварцевых до олигомиктовых кварц-полевошпатовых (в основании интервала) или даже до полимиктовых (кварц, полевые шпаты, слюды). Послойно песчаники обогащены глауконитом, который отсутствует только в самых низах интервала (88,20—88,30 м). Сцементированы песчаники в основном слабо, но на некоторых участках в них развит карбонатный цемент базального и пойкилокластического типов. Слоистость горизонтальная и в низах интервала линзовидная.

Прослой глины редко достигают 5 см и обычно, в частности в низах интервала, представлены прерывистыми пленками и линзочками. На контактах с песчаниками глины содержат крупные листочки мусковита (3—5 мм). Состав глин гидрослюдистый, однако в них присутствуют в значительном количестве и хлориты.

На поверхностях наслоения глин встречаются мелкие пиритизированные следы илоедов шириной 1—2 мм и отдельные ходы (диаметром 10—20 мм), заполненные алевролитовым материалом. Встречается *Sabellidites cambriensis* Yan. (71,40—87,30 м).

Нижняя граница маркирована прослоем песчаника мощностью 0,10 м с плоскими гальками светло-серой глины и темных фосфатизированных алевролитов.

## ВЕНДСКИЙ КОМПЛЕКС ВАЛДАЙСКАЯ СЕРИЯ

### ВОРОНКОВСКАЯ СВИТА

#### Пачка белых песчаников

88,30—95,20  
6,90

Песчаники, светло-серые или белые, мелко- и среднезернистые, с примесью зерен крупного песчаника. Цементация слабая; только на отдельных участках развит карбонатный цемент базального типа. Состав мономинеральный, кварцевый с единичными листочками мусковита. Много темноцветных минералов (ильменит, циркон). Слоистость неясная, местами слабонаклонная по распределению крупных зерен кварца. Встречаются темно-серые глинистые пленки, облекающие линзочки песчаников.

Нижняя граница четкая по смене типов пород и присыпкам гравийных зерен кварца.

#### Пачка пестроцветных алевролитов и глин

95,20—104,80 +  
9,60 +

Чередование крупнозернистых светло-серых алевролитов (50%) и краснобурых или пестроокрашенных алевролитовых глин (50%). Чередование сложное: в пределах слоев одного типа пород мощностью 1—2 м наблюдается много



пленок, линз и гнезд пород другого состава. В алевролитах часты присыпки мусковита и ламеллы желтовато-белой глины. Глины полосчато-пестроцветные: чередуются светло-серые, фиолетовые, красно-бурые и охристо-желтые тона. Границы между разноцветными типами глин четкие, но редко ровные, обычно наблюдаются карманообразные углубления до 4 см. По всему интервалу встречаются присыпки крупного песка и гравия.

Как следует из изложенного, стратотипический разрез лонтоваской свиты охватывает три ее пачки, распространяющиеся в восточной части Эстонии. Верхняя из них (кестлаская) представлена пестроокрашенными, наиболее тонкодисперсными глинами (14,00—47,60 м), средняя (махуская) — в основном зеленовато-серыми глинами с множеством примазок и присыпок алевроитового материала (47,60—72,50 м), и нижняя (сямская) — переслаивающимся комплексом глинистых и песчаных пород (72,50—88,50 м). Переходы между пачками постепенные и устанавливаются по смене литологического характера пород. Поверхности перерыва внутри свиты не наблюдаются, за исключением только одного уровня на глубине 26,70 м, где на верхней поверхности имеется обохренный слой с карманообразными углублениями, заполненными крупными зернами кварца и глауконита. Поскольку эта поверхность устанавливается в районе Кунда—Раквере и в других скважинах, то надо полагать, что осадконакопление на этом уровне по каким-то, пока неизвестным нам причинам временно прекратилось. Однако следует отметить, что как выше-, так и нижележащие слои представлены однотипными тонкодисперсными глинами с одинаковыми формами ископаемых, поэтому можно предполагать, что эта поверхность вряд ли выходила выше уровня воды и что она является локальным внутриформационным образованием. Обохранение слоя глины свидетельствует все же об изменении гидрохимического режима придонных вод во время формирования этой поверхности.

Минералогический состав крупноалевроитового компонента глинистых пород лонтоваской свиты полимиктовый и весьма однообразный: в легкой фракции почти в одинаковых количествах представлены кварц, полевые шпаты, слюды (рис. 11, см. в конце книги). Среди последних кроме мусковита и биотита в больших количествах устанавливается зеленая полуразложившаяся слюда из группы биотита. Повсеместно присутствует глауконит, реже попадаются крупные листочки каолинита. Песчаные породы в низах свиты характеризуются низким содержанием слюд, но по содержанию полевых шпатов они все же резко отличаются от подстилающих их песчаников воронковской свиты венда.

Состав тяжелых минералов этой же фракции характеризуется преобладанием аутигенных минералов (пирит, участками доломит) и слюд при очень низком содержании рудных и прозрачных аллотигенных минералов. Среди последних господствующую роль играет циркон, к которому послойно прибавляется значительное количество граната. Немало также амфиболов (реже пироксенов), особенно в нижней части свиты. Повсеместно, особенно в кестлаской пачке, встречаются апатит и корунд. Такая ассоциация минералов тяжелой фракции резко отличает лонтоваскую свиту от подстилающих воронковских слоев; эти минералогические критерии неприемлемы только для песчаных слоев низов базальной пачки, образовавшихся, очевидно, в результате перемыва ложа.



Минералогические критерии алевритового компонента между лонтоваскими глинами и вышележащими люкатскими отложениями не столь четкие: здесь вверх по разрезу уменьшается роль минералов группы слюд, особенно бурого биотита, а также количество гранатов и амфиболов. Этот рубеж не отбивается и по составу глинистого компонента, так как нормально-морские лонтоваские и люкатские отложения характеризуются гидрослюдистым составом. В то же время нижняя граница лонтоваской свиты резкая и по составу глинистого компонента: подстилающие вендские отложения содержат выдержанную гидрослюдисто-каолинитовую ассоциацию фракции  $<0,001$  мм.

Таким образом, материал по минералогии данного разреза однозначно свидетельствует о существенной смене условий осадкообразования на рубеже венда и кембрия и о наступлении нового нормально-морского цикла в седиментации терригенного материала в пределах Северо-Эстонской структурно-фациальной полосы.

## РАЗРЕЗ ТАММНЕЭМЕ

### СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ТАММНЕЭМЕСКОЙ ПАЧКИ ЛОНТОВАСКОЙ СВИТЫ

Естественные выходы таммнеэмеской пачки наблюдаются в нескольких береговых обрывах восточной части полуострова Виймси, ограничивающего Таллинскую бухту с востока. Наиболее выдержаны по протяжению обнажения между деревнями Рохунеэме и Леппнеэме, однако здесь верхи подразделяются смыты. Поэтому в качестве стратотипа выбрано небольшое обнажение в районе деревни Таммнеэме, расположенное в современном береговом обрыве против небольшого острова в море (рис. 12, табл. XXII, 1). Разрез обнажения дополнен скважиной Виймси-8, пробуренной в 1963 году у северной окраины деревни Виймси, у подножия уступа глинта Лубьямяги. Керн скважины хранится в настоящее время в кернохранилище Пюсси. Характеристика покрывающих отложений, нижней части пачки и вся литолого-минералогическая информация даны по материалам опробования керна этой скважины (рис. 13, см. в конце книги). Общая мощность пачки в разрезе Таммнеэме 10,60 м.

0,00—1,00 Почвенный покров.  
1,00

### ЛЮКАТИСКАЯ СВИТА

#### НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

1,00—17,10 Переслаивание алевролита и алевритовой глины. Породы содержат много глауконита, пирита, следов жизнедеятельности илороющих организмов. Встречены ядра *Volborthella* (3,50—17,10 м) и фрагменты трилобитов (12,30—12,50 м).

17,10—18,00 Глина алевритовая, зеленовато-серая, с прослоями и линзами пелитового алевролита, мощностью до 1—3 см. Алевролиты серые, зеленоватые, с послойными или гнездовидными накоплениями глауконита.



Разрез Таммнеэме

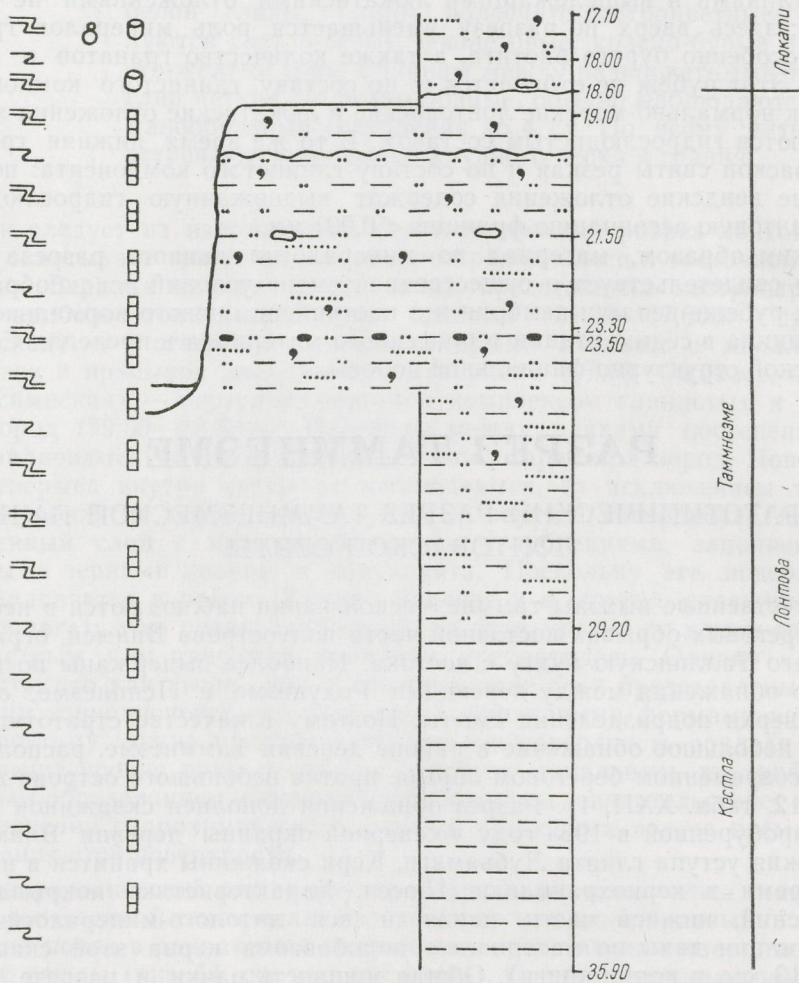


Рис. 12. Стратотипический разрез Таммнеэме  
Условные обозначения см. в подписи к рис. 4.

В верхней части интервала много ядер *Volborthella tenuis* Schmidt и раковин песчаных фораминифер.

Нижняя граница четкая, проводится по смене типов пород.

18,00—18,60  
0,60

Переслаивание пелитистых алевролитов и алевроитовых глин в виде слоев невыдержанной мощности (от 5 до 20 см). Глины зеленовато-серые; алевролиты светло-серые с зеленоватым оттенком. На плоскостях наложения часты присыпки алевроитового материала и глауконита, а также ходы илороющих организмов, заполненные алевроитовым материалом. По всему интервалу найдены маленькие, шириной до 1—2 мм, извилистые пиритизиро-



ванные ленты — следы ползания илоедов, а также единичные ядра *Volborthella tenuis* Schmidt.

Нижняя граница макролитологически слабоуловимая: устанавливается четко лишь по смене фауны. Но на этом уровне найдены отдельные фосфатизированные гальки, указывающие на присутствие конгломерата.

## ЛОНТОВАСКАЯ СВИТА

### Тамнеэемская пачка

18,60—19,10  
0,50 Глина алевролитистая, зеленовато-серая, без отчетливой слоистости, с плоскостями отдельности через 2—3 мм. Алевролитовый компонент олигомиктового состава (кварц, полевые шпаты); слюдистых минералов мало. В глинистом компоненте преобладают гидрослюды.

По всему интервалу обнаружены *Platysolenites antiquissimus* Eichw и спиральные формы платисоленирид.

Граница с подстилающими отложениями переходная и проводится по появлению слоев алевролита.

19,10—21,50  
2,40 Переслаивание алевролитов (60%) и алевролитовых глин (40%). Алевролиты пелитистые или пелитовые, редко крупнозернистые, светло-серые с зеленоватым оттенком. Встречаются как массивные, так и слоистые по глаукониту разновидности. Породы, как правило, средне-цементированные карбонатным пойкилокластическим цементом. Состав олигомиктовый — кварц и полевые шпаты. Специфическим является высокое содержание (больше 20%) в группе аллотигенных прозрачных минералов тяжелой фракции сильно измененных зерен амфиболов, не обнаруженных в таком количестве в составе других пачек лонтоваской свиты. Мощность слоев от нескольких миллиметров до 15 см. Верхние поверхности слоев алевролита обычно гладкие или покрыты знаками ряби (на глубине 19,90 м ориентация валиков NW 280°, индекс ряби 2:1); нижние поверхности покрыты биоглифами.

Глина зеленовато-серая, гидрослюдистая. Образует прослой и линзы мощностью 0,5—1,0 см. На глубине 21,50 м в глине найдены плоские окатанные гальки светло-серого алевролита диаметром 0,5—1,0 см.

По всему интервалу найдены *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и закрученные формы платисоленирид, реже *P. lontova* Öpik (19,50—20,00 м).

21,50—23,30  
1,80 Глина алевролитовая, зеленовато-серая, с прослоями и линзами алевролита мощностью до 3 см. На поверхности расслаивания глин наблюдаются мелкие пиритизированные ленты по следам ползания илоедов шириной до 2 мм. Прослой алевролита по мощности не выдержаны и нижние поверхности их покрыты различными биоглифами. Алевролитовый компонент пород интервала состоит из кварца, полевых шпатов, слюд (в том числе из зеленого биотита) и большого количества глауконита.



Встречаются остатки *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и спиральная форма платисоленинитид.

Нижняя граница проводится по кровле глин со скоплением темных фосфатизированных галек алевролита.

23,30—23,50  
0,20

Глина алевролитовая, зеленовато-серая, с линзами алевролита и скоплениями темных фосфатизированных галек или неправильных корообразных выделений фосфата. Гальки диаметром меньше 10 мм обычно сконцентрированы в кровле и подошве интервала.

В интервале много ходов, в частности крупных, диаметром 5—10 мм, заполненных алевролитовым материалом. Встречаются остатки *Platysolenites antiquissimus* Eichw.

23,50—29,20  
5,70

Переслаивание алевролитовой глины (80%) и пелитового алевролита (20%).

Глина зеленовато-серая, массивная, но пронизанная многими алевролитовыми ходами илороющих организмов. Алевролиты светло-серые, с зеленоватым оттенком, со многими биоглифами на поверхностях наслоения. Они образуют маломощные (1—5 см) прослои или линзочки протяженностью всего лишь 3—5 см при мощности 1—3 мм. По минералогическому составу породы интервала олигомиктовые или полимиктовые и состоят из кварца, полевых шпатов, слюд, а послойно и из глауконита в заметном количестве. В составе группы аллотигенных прозрачных минералов тяжелой фракции много (около 20%) сильно измененных зерен амфиболов, аналогичных встреченным в интервале 19,10—21,50 м. Попадают остатки *Platysolenites antiquissimus* Eichw.\*

Нижняя граница литологически четкая, проводится по изменению окраски глин и по исчезновению прослоев алевролита.

### Кестласская пачка

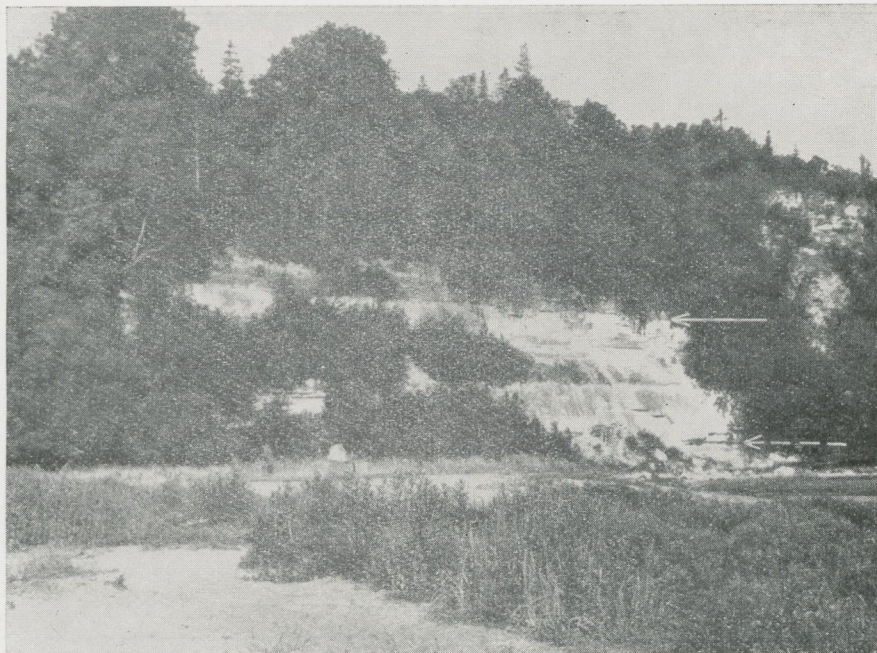
29,20—35,90  
6,70

Глина пестроокрашенная: чередуются пятна, полосы и разводы фиолетовой, красно-бурой и зеленовато-серой окраски; красно-бурые и фиолетовые тона усиливаются книзу. По всему интервалу много пиритизированных лент шириной до 3—4 мм. Найдены многочисленные остатки *Platysolenites antiquissimus* Eichw.

Таким образом, разрез Таммнеэме характеризует самую верхнюю часть лонтоваской свиты (таммнеэмскую пачку и верхи кестласской пачки), сохранившуюся в пределах Северной Эстонии. На востоке территории таммнеэмская пачка либо полностью смыта до наступления люкатиской трансгрессии, либо была здесь вообще слабо развита. Последнее предположение хорошо согласуется с регрессивным характером отложений рассматриваемого подразделения: с увеличением содержания алевролитового материала до появления самостоятельных слоев алевро-

\* Примечание. Акритархи таммнеэмской пачки в стратотипическом разрезе не изучены; пачка может быть охарактеризована комплексом этих форм из низов разреза Коце-Люкати (см. ниже), расположенного примерно в 7 км к югу от скважины Виймси-8.





1. Участок Раннамыйзаского глинта у Тискре — стратотипический разрез тискреской свиты. Стрелкой показана верхняя граница свиты, пунктиром — предполагаемая граница какумягской и раннамыйзаской пачек.



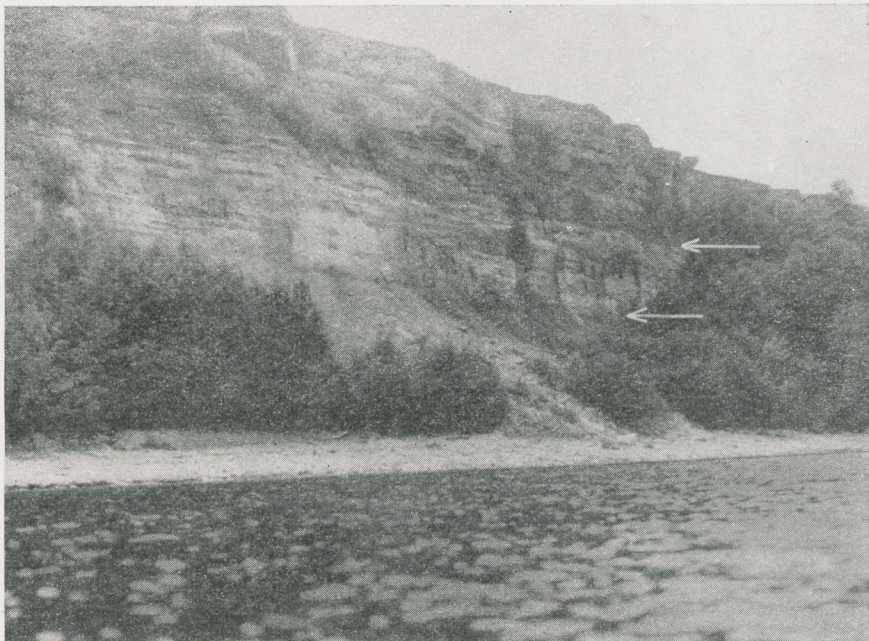
2. Современный клиф севернее Раннамыйза. Обнажается горизонтально-слоистая верхняя часть тискреской свиты (раннамыйзаская пачка).



## ТАБЛИЦА II



1. Обнажение на полуострове Какумяги. Выходят отложения люкатиской и тискреской свит.

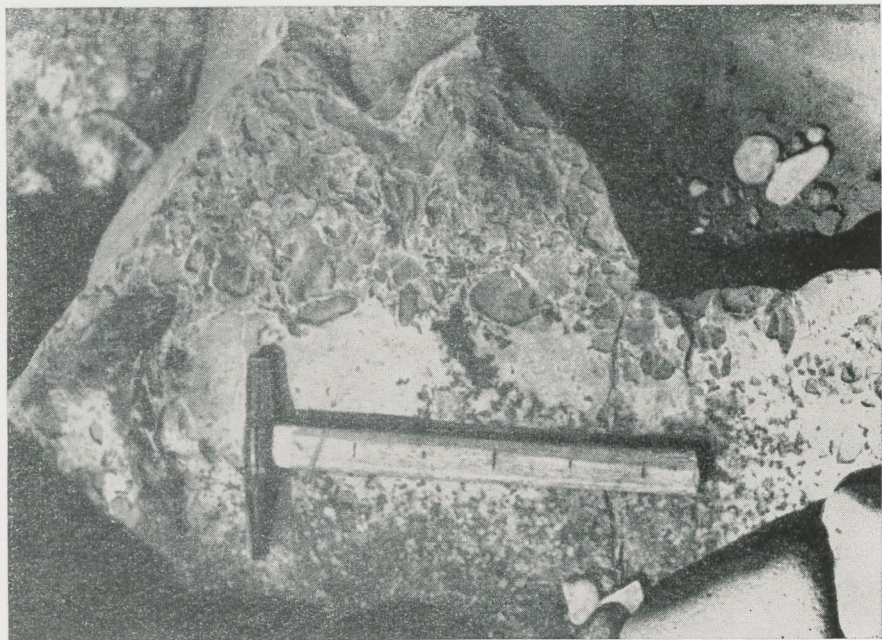


2. Выход отложений тискреской свиты на глинте, около Пяйсте на востоке Эстонии.





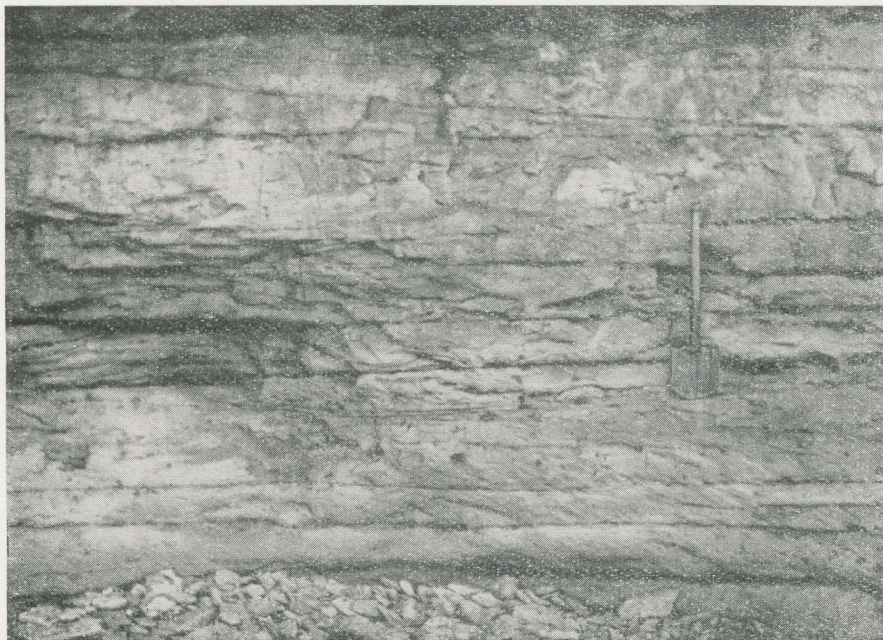
1. Верхняя граница тискреской свиты. Видны следы размыва ордовикской трансгрессии (обн. Тюрисалу).



2. Базальный «миквицевый» конгломерат тискреской свиты (обн. Суурупи).



#### ТАБЛИЦА IV

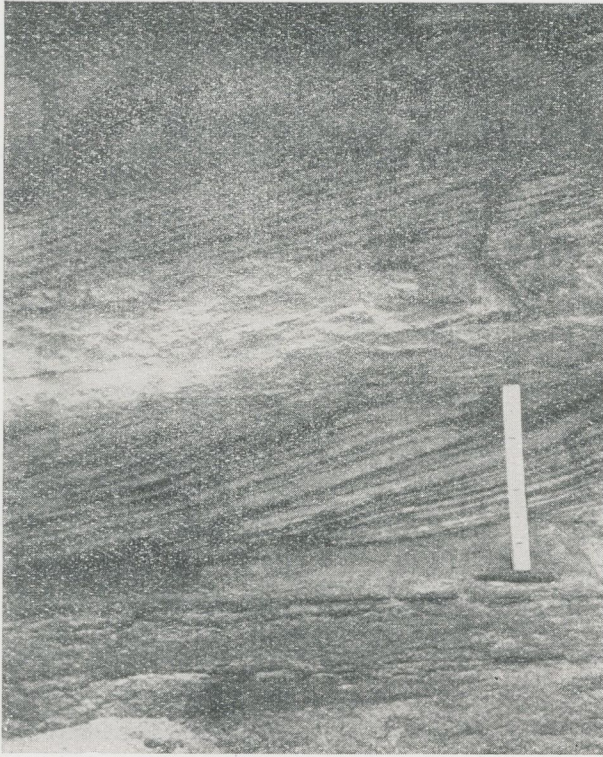


1. Горизонтальная слоистость алевролитов, характерная для верхней части тискреской свиты (обл. Тюрисалу).



2. Линзовидная слоистость низов тискреской свиты, усложненная оползневыми деформациями (обн. Суурупи).





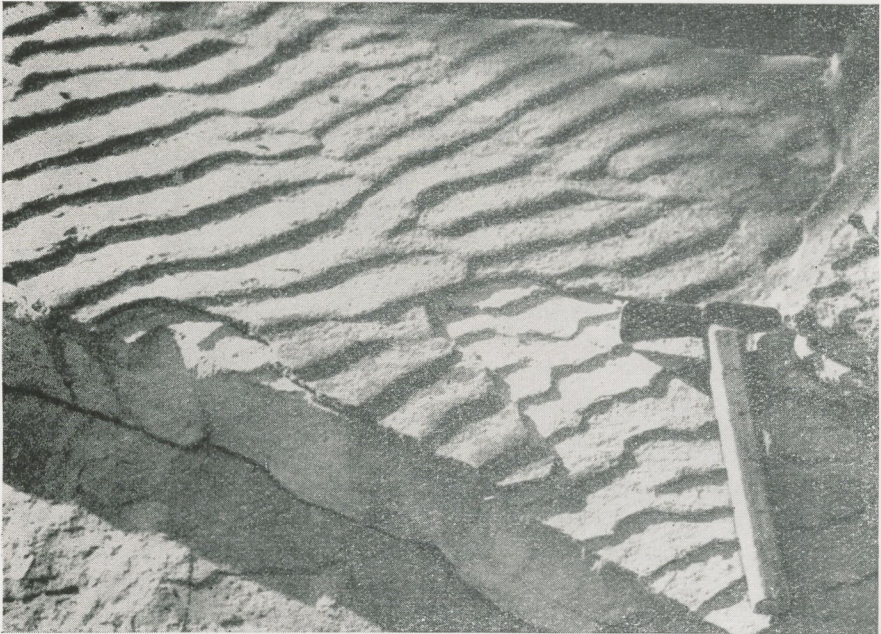
1. Наклонная слоистость в какумягиской пачке тискреской свиты (обн. Суурупи).



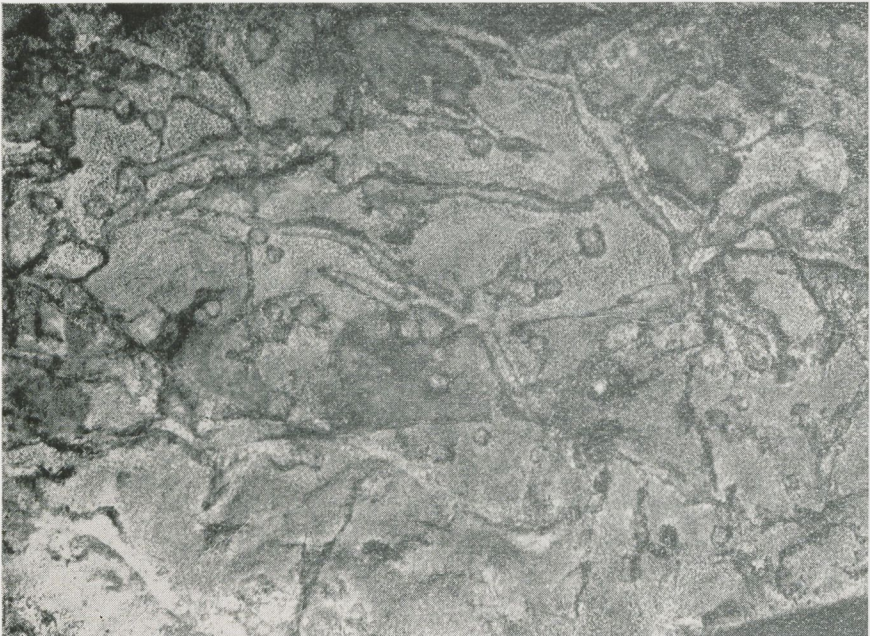
2. Текстуальный признак проведения границы между пачками тискреской свиты: волнисто-нарушенная слоистость в нижней пачке сменяется горизонтальной в верхней пачке (обн. у Раннамыйза, в 750 м к северу от стратотипического разреза Тискре).



ТАБЛИЦА VI



1. Знаки волновой ряби на алевролите какумягиской пачки (обн. Суурупи).



2. Следы жизнедеятельности илорующих организмов в глинистом прослое верхней части тискреской свиты (обн. Тюрисалу).



## ТАБЛИЦА VII



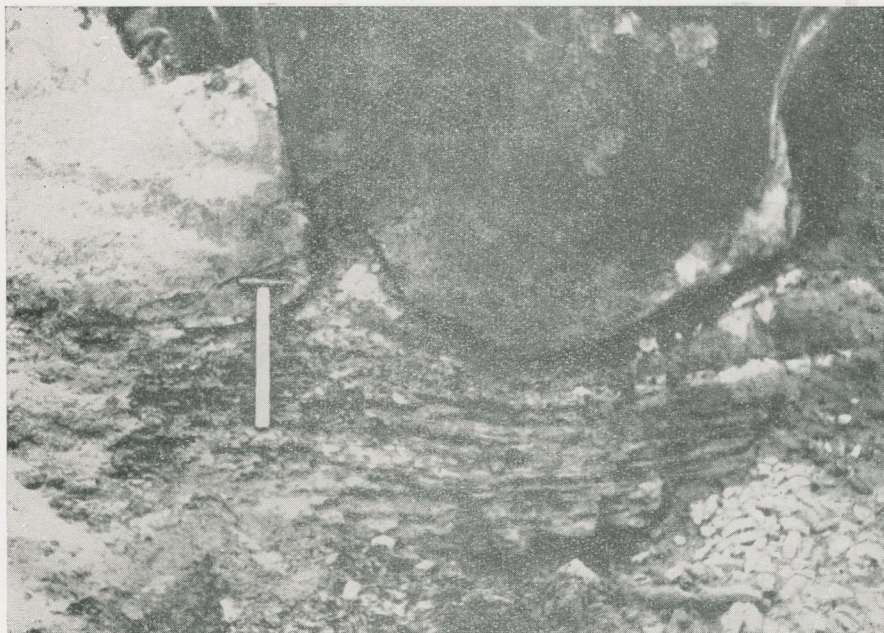
1. Обнажение Козе-Люкати на левом берегу р. Пирита — стратотипический разрез люкатиской свиты. Стрелкой показана верхняя граница свиты, крестиком — местоположение скважины, дополняющей разрез обнажения до подошвы свиты.



2. Линзовидное залегание массивного алевролита в глине люкатиской свиты (карьер Копли, г. Таллин).



## ТАБЛИЦА VIII



1. Неровный верхний контакт люкатиской свиты с массивными алевролитами тиск-реской свиты (обн. Суурупи).



2. Базальный конгломерат люкатиской свиты в разрезе карьера Кунда.





1. Знаки ряби на верхней поверхности алевролита люкатиской свиты в разрезе Кунда.



2. Отпечатки трещин усыхания на нижней поверхности слоя алевролита люкатиской свиты (обн. Савиранна).



## ТАБЛИЦА X



1. Проблематические образования на нижней поверхности алевролита люкатиской свиты (обн. Савиранна).



2. Отпечатки ходов илорюющих организмов на нижней поверхности алевролита люкатиской свиты (обн. Копли).





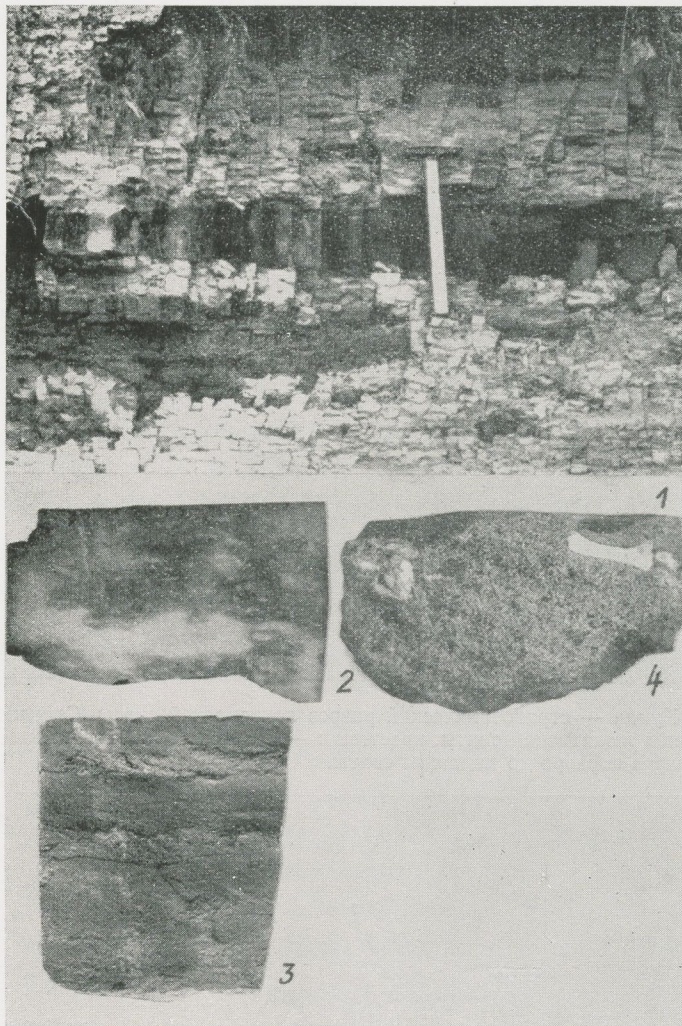
1. Карьер Кунда — стратотипический разрез лонтоваской свиты. Стрелками показаны границы люкатиской свиты, крестиком — местоположение скважины, дополняющей разрез карьера до подошвы свиты.



2. Верхняя граница лонтоваской свиты в карьере Кунда. На стыке слоев монолитных глин залегает прослой глины с нарушенной структурой и редкими фосфатизированными гальками алевролитов.



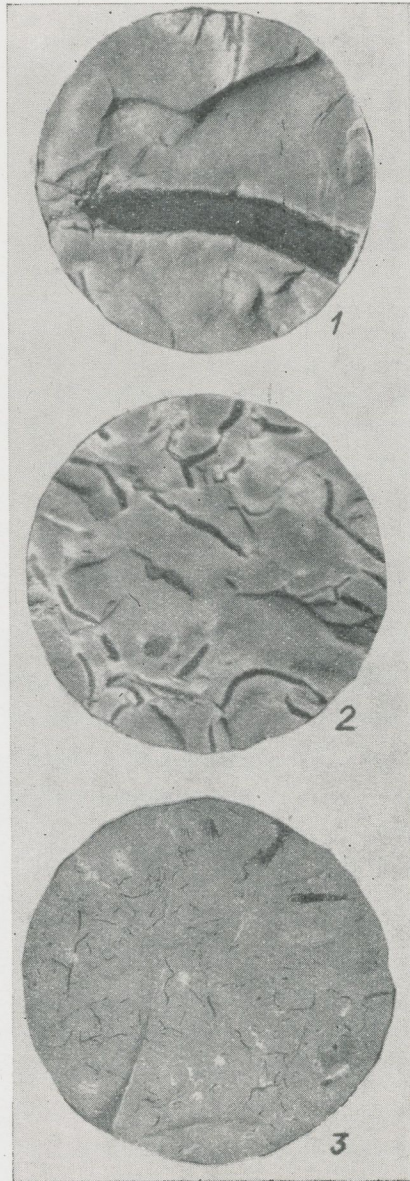
## ТАБЛИЦА XII



Основные типы пород лонтоваской свиты:

1 — переслаивание алевролитов и глины в таммнеэемской пачке (обн. Таммнеэме); 2 — пестроокрашенная глина с неправильно-пятнистым чередованием серой и фиолетовой окраски в кестлаской пачке (обн. Кунда); 3 — тонкие линзовидные пленки алевролита в серой глине махуской пачки (скв. Кунда); 4 — грубозернистый песчаник с гальками светло-серой глины в нижней пачке лонтоваской свиты (скв. Кунда).



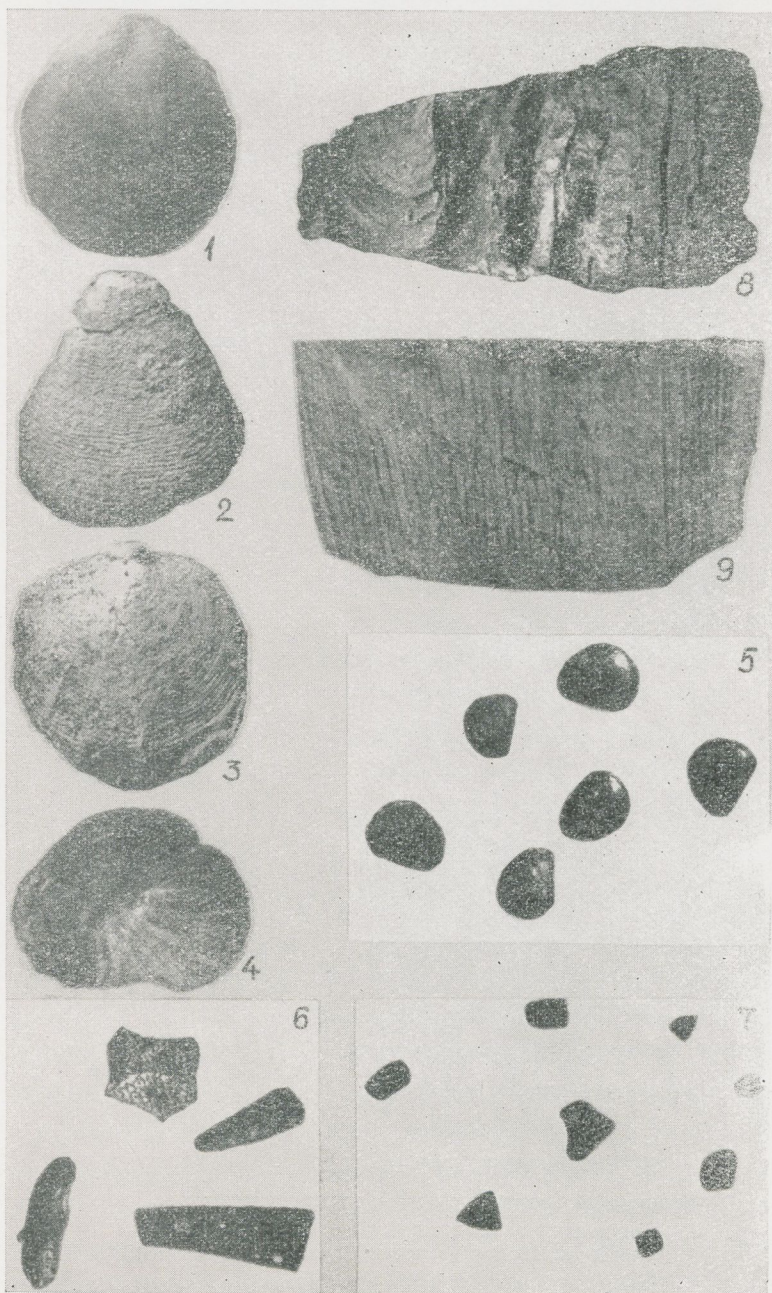


Пиритизированные ходы илоедов — характерные следы жизнедеятельности организмов в глинах лонтоваской свиты:

1 — крупные (скв. Лехтсе); 2 — средние (скв. Лехтсе); 3 — мелкие (скв. Туду). Натуральная величина.



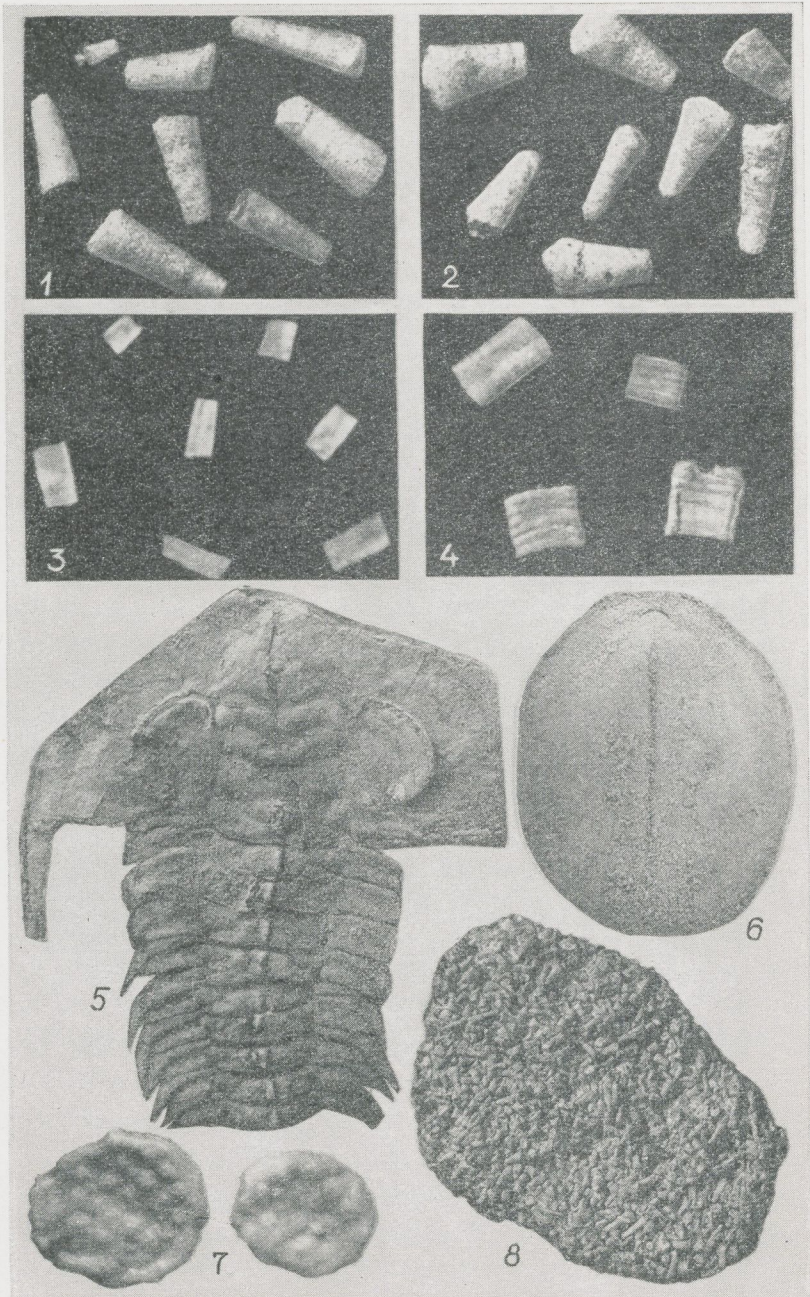
ТАБЛИЦА XIV



Окаменелости тискресской свиты.

1 — *Mickwitzia monilifera* Linnars. Обн. Мустаметса.  $\times 1,5$ . 2 — *Mickwitzia concentrica* Gorjansky. Обн. Мустаметса.  $\times 2,5$ . 3 — *Paterina rara* Gorjansky. Обн. Козе-Люкати.  $\times 10$ . 4 — *Scenella discinoides* Schmidt. Обн. Суурупи.  $\times 4,5$ . 5 — Bradoridae (?). Обн. Какумяги.  $\times 9$ . 6 — Фрагменты трилобитов из прослоя «миквицевого конгломерата». Обн. Какумяги.  $\times 7$ . 7 — Полуокатанные фрагменты створок беззамковых брахиопод. Обн. Тискре.  $\times 7$ . 8 — *Diplocraterion helmersenii* Орик. Обн. Нарва.  $\times 0,5$ . 9 — *Skolithos linearis* Haldeman. Обн. Тюрисалу.  $\times 0,2$ .



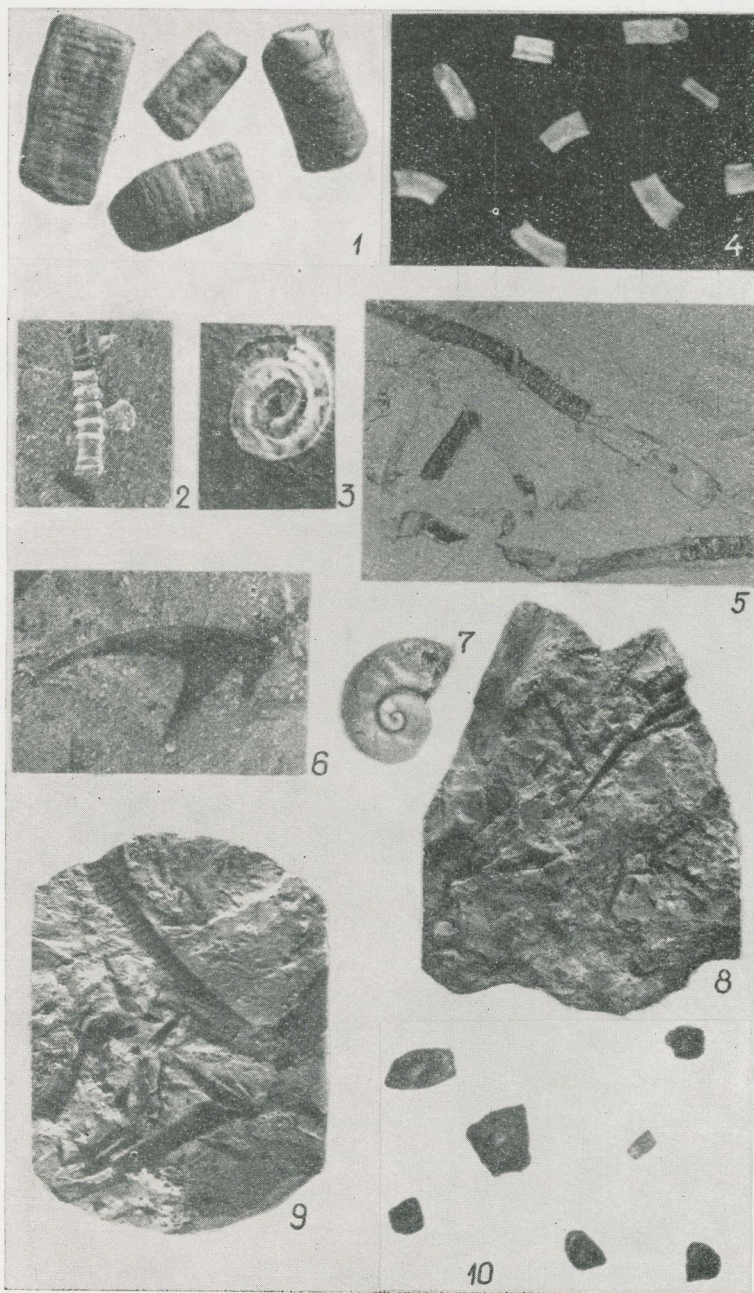


## Окаменелости люкатиской свиты.

1 — *Volborthella tenuis* Schmidt. Скви. Лайтсе, глуб. 124,5 м.  $\times 7$ . 2 — *Volborthella conica* Schindew. и *V. tenuis* Schmidt. Скви. Лайтсе, глуб. 124,5 м.  $\times 7$ . 3 — *Yanichevskyites* (?) *petropolitanus* (Yap.). Скви. Лайтсе, глуб. 126,5 м.  $\times 10$ . 4 — *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (?). Скви. Лайтсе, глуб. 132,0 м.  $\times 11$ . 5 — *Schmidtellus mickwitzii* (Schmidt.). Обн. Савиранна.  $\times 1,2$ . 6 — *Mickwitzia monilifera* Linnars. Обн. Савиранна.  $\times 1,7$ . 7 — Песчаные фораминиферы (?). Обн. Козе-Люкати.  $\times 17$ . 8 — «Ракушечник» из ядер вольбортелл. Обн. Савиранна.  $\times 1,2$ .



ТАБЛИЦА XVI



Скаменелости лонтоваской свиты.

- 1 — *Platysolenites antiquissimus* Eichw. Скв. Валгу, глуб. 298,0 м.  $\times$  8.  
 2 — *Platysolenites lontoва* Opik. Обн. Кунда.  $\times$  5. 3 — *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (?), спиральная форма. Скв. Аре, глуб. 401,2 м.  $\times$  6. 4 — *Yanichevskyites* (?) *petropolitanus* (Yan.). Обн. Тамнеэме.  $\times$  10. 5 — *Sabellidites cambriensis* Yan. Скв. Ухтна, глуб. 185,0 м.  $\times$  3. 6 — Хитиновые (?) рогообразные склериты неизвестного организма, Скв. Лехтсе, глуб. 217,7 м.  $\times$  8. 7 — *Aldanella kunda* (Opik). Обн. Кунда.  $\times$  10. 8 — Хиолиты (?). Обн. Кунда.  $\times$  1. 9 — Пиритизированные отпечатки организмов, возможно из рода *Hyalithellus*. Скв. Паюсте, глуб. 166,7 м.  $\times$  1. 10 — Полуокатанные фрагменты створок брахиопод. Скв. Кунда, глуб. 25,1 м.  $\times$  10.



лита, с наличием знаков ряби, фосфатных галек и т. д. К западу и юго-западу от описываемого разреза мощность таммнеэмской пачки несколько увеличивается и достигает местами 18—19 м (Хаапсалу, Хагери), но обычно выдерживается в пределах 8—15 м. Породы пачки по литологическому облику очень близки к породам вышележащей люкатиской свиты, и различить их можно лишь по некоторым тонкостям текстуры, заметным только опытному глазу. Однако палентологические остатки, легко обнаруживаемые даже невооруженным глазом, позволяют разграничить эти подразделения однозначно.

Минералогически таммнеэмская пачка по содержанию алевритового материала существенно отличается от подстилающей кестлаской пачки (рис. 13, см. в конце книги): в легкой фракции уменьшается содержание слюд и даже полевых шпатов, появляется в заметном количестве глауконит; в тяжелой фракции становится больше прозрачных аллотигенных минералов, в составе которых увеличивается количество титанистых минералов и специфических для данной пачки полуразложившихся глауконитизированных амфиболов. Содержание амфиболов в таком количестве позволяет различить породы этой пачки как от ниже-, так и от вышележащих отложений и в то же время оно указывает на появление нового источника сноса при развивающейся регрессии бассейна. В составе аутигенных минералов в таммнеэмской пачке резко уменьшается содержание пирита, возрастает значение лейкоксена и доломита (цементирующего алевролиты) и особенно глауконитов, образовавшихся частично при разложении амфиболов и пироксена (?).

Глинистый компонент пород в разрезе Таммнеэме несколько своеобразен: здесь отсутствуют уловимые содержания каолинита, обнаруживаемого обычно в других разрезах лонтоваской свиты. Необычно также низкое содержание хлоритов; является ли такая мономинерализация состава глинистого компонента первично-седиментационной или связана в какой-то степени с последующими процессами ката- или даже гипергенеза, в настоящее время сказать трудно. Выдержанное резкое преобладание гидрослюды как в таммнеэмской, так и во вскрытой кестлаской пачке, во всяком случае, не противоречит морскому режиму их формирования.



## ЛИТЕРАТУРА

- Асаткин Б. П. Докембрийские образования, кембрийские и нижнесилурийские отложения Ленинградской области. — «Тр. Ленингр. геол. треста», 1937, вып. 15, Л., с. 5—8.
- Асаткин Б. П. Объяснительная записка к геологической карте лист 0—34 вост. пол., 0—35. Рига — Таллин 1944. Комитет по делам геологии при СНК СССР.
- Биркис А. П., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Розанов А. Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Западной Латвии. — «Докл. АН СССР», 1970, вып. 195, № 4, с. 907—910.
- Биркис А. П., Брангулис А. П., Волкова Н. А., Розанов А. Ю. Новые данные по стратиграфии кембрия Восточной Латвии. — «Докл. АН СССР», 1972, вып. 204, № 1, с. 163—166.
- Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. — «Изв. АН Эст. ССР. Хим. Геол.», 1974, т. 23, № 3, с. 218—225.
- Брунс Е. П. Русская платформа. — В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., «Недра», 1965, с. 31—71.
- Верте А. И. О ламинаритовых и надламнаритовых слоях нижнего кембрия в Эст. ССР. — «Докл. АН СССР», 1957, вып. 115, № 5, с. 971—974.
- Волкова Н. А. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии. — В кн.: Проблематики пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М., «Наука», 1968, с. 8—36. (Труды Геологического института АН СССР, 188).
- Волкова Н. А. Акритархи и корреляция венды и кембрия западной части Русской платформы. — «Советская геология», 1973, № 4, с. 48—62.
- Давыдова Т. Н. О месте основного перерыва в разрезе кембрия и ордовика северной части Советской Прибалтики. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 12, с. 58—70.
- Давыдова Т. Н. К стратиграфии отложений между «синими глинами» и пакерортскими слоями северной части Советской Прибалтики. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 8, с. 37—50.
- Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 28 с.
- Кала Э. А. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. — «Изв. АН Эст. ССР. Хим. Геол.», 1972, т. 21, № 3, с. 276—278.
- Карпичий В. Основные черты геологического развития Западной Латвии в раннем палеозое. — «Изв. АН Эст. ССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук», 1966, т. 15, № 1, с. 134—143.
- Келлер Б. М., Розанов А. Ю. О польско-советских работах по границе кембрия и докембрия. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 2, с. 148—149.
- Кирсанов В. В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 4, с. 86—103.
- Кирьянов В. В. Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Волино-Подольи. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Волино-Подольи. Киев, «Наукова думка», 1968, с. 5—25.
- Кирьянов В. В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Волини. «Геол. журнал», 1969, т. 29, вып. 5, с. 48—62.



- Коркутис В. А. Стратиграфия кембрийских отложений Южной Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 53—68.
- Коркутис В. А. Кембрийские отложения Балтийского бассейна. Вильнюс, «Минтис», 1971. 176 с.
- Лебедева А. И., Тимофеев Б. В. Об органических остатках из нижнекембрийских «синих глин». — «Вестник ЛГУ, сер. геол.», 1958, 2, № 12, с. 42—48.
- Лендзён К. Развитие и стратиграфия кембрия в Северо-Восточной Польше. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 69—80.
- Лнелдiena Э. К., Фридрихсоне А. И. О стратиграфии кембрийских отложений Западной Латвии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 33—52.
- Лоог А. Менс К., Мююрисепп К. О границе лонтоваской и пиритаской свит нижнего кембрия Прибалтики. — «Изв. АН Эст. ССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук», 1966, 15, № 2, с. 271—276.
- Люткевич Е. М. История геологического развития юга Польско-Литовской синеклизы в синии и кембрии. — В кн.: Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Периодика», 1968, с. 172—178.
- Мардла А. К., Менс К. А., Кала Э. А., Каяк К. Ф., Эрисалу Э. К. Стратиграфия кембрийских отложений Эстонии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968, с. 22—32.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 11, с. 93—103.
- Менс К. А., Пиррус Э. А. Новые данные о возрасте тискреских слоев по материалам северо-западных разрезов Эстонии. — «Изв. АН Эст. ССР. Хим. Геол.», 1972, т. 21, № 3, с. 278—281.
- Мююрисепп К. К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до реки Сясь. — «Тр. Ин-та геол. АН ЭССР», 1958, вып. 3, с. 55—79.
- Мююрисепп К. К. О стратиграфии тискреской свиты в Эстонии. — «Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР», 1962, вып. 10, с. 55—60.
- Мяньниль Р. М. К номенклатуре кембрийских отложений Прибалтики. — «Изв. АН Эст. ССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук», 1958, т. 8, № 4, с. 350—352.
- Мяньниль Р. М. Кембрийская система. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 40—54.
- Наумова С. Н. Споры нижнего кембрия. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 4, с. 49—56.
- Наумова С. Н. Споры-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 8. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 109—117.
- Наумова С. Н. Зональные комплексы растительных микрофоссилий кембрия Евразии и их стратиграфическое значение. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968, с. 30—39.
- Пасикиви Л. Б. Геологическое строение и история развития Ханья-Локновского и Мыннистского поднятий. — «Вопр. разведочной геофизики», 1966, № 5, с. 86—97.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962. Л., ВСЕГЕИ, 1965. 80 с.
- Рыбуско А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970. 346 с.
- Селиванова В. А., Элькин О. Н. Объяснительная записка к геологической карте (лист 0-34/35, Рига—Таллин—Лиена). Госгеолтехиздат, 1956.
- Соколов Б. С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. — В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953, с. 16—38.
- Соколов Б. С. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллдитиды. — В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия (тезисы докладов). Новосибирск, 1965, с. 78—92.
- Тимофеев Б. В. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. — «Тр. ВНИГРИ», Л., Гостоптехиздат, 1959, 129—320 с.
- Тимофеев Б. В. Микропалеофитологическое исследование древних свит. М.—Л., «Наука», 1966. 147 с.
- Хазанович К. К. О некоторых спорных вопросах в стратиграфии кембрия Ленинградской области и Северной Прибалтики. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 4, с. 120—125.



- Юргенсон Э. А. Литология лlandoверийских отложений Эстонии. Таллин, 1966. 67 с. (Институт геологии АН ЭССР).
- Янишевский М. Э. Кембийские отложения Ленинградской области. — «Уч. зап. ЛГУ. Сер. геогр.», 1939, вып. 25. № 1, с. 3—31.
- Янкаускас Т., Пости Э. Микропалеонтологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего кембрия Эстонии. — «Изв. АН Эст. ССР. Хим. Геол.», 1973, т. 22, № 2, с. 143—148.
- Bergstrom J. Classification of olenellid trilobites and some Balto-Scandian species. — «Norsk geol. tidsskr.», 1973, bd 53, N 3, s. 283—314.
- Кajak К., Kala E., Mardla A. Vendi ja kambriumi piirikihtidest Eestis. — Rmt.: VIII Eesti Loodusuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1967, lk. 93—95.
- Kents P. Eesti aluspõhja sügavamad kihid (allpool merepinda) Tallinnas, ühes Eesti vanima fossiiliga. — «Eesti Loodus», 1939, nr. 45, lk. 169—181.
- Loog A. Tiskre kihistu ja ülgase ning maardu kihistiku kivimite granuloomeetrisest ja mineraloogilisest koostisest. — «ENSV TA Toimet. Füüs. Matem. ja Tehn.-tead. Seeria», 1963, kd. 12, nr. 3, lk. 334—337.
- Mickwitz A. Archaikum, Kambrium, Silur. — «Baltische Landeskunde». Riga, Verlag von G. Löffler, 1911, S. 138—174.
- Pirrus E. Mõistatused aleuroliidipangastel. — «Eesti Loodus», 1971, nr. 3, lk. 169—171.
- Pirrus E. Aleuroliidimugulatest kihid. — «Eesti Loodus», 1973 a, nr. 4, lk. 233—234.
- Pirrus E. Mida teame sinisavist. — «Eesti Loodus», 1973 b, nr. 11, lk. 646—653.
- Poulsen Chr. The Lower Cambrian from Slagelse no. 1. Western Sealand. — «Danmarks Geol. undersøkelse», 1969, II, N 93 S. 1—27.
- Raukas A. Purdkivimite terasuuruse klassifikatsioon. Tallinn, 1964. 8 lk.
- Schmidt F. Über eine neuentdeckte Unterkambrische Fauna in Estland. — «Mém. Acad. Sci. St.-Pétersb.», 1888, Ser. 7, XXXVI, N 2, S. 1—27.
- Opik A. Beitrag zur Stratigraphie und Fauna des estnischen Unter-Kambriums (Eophyton-Sandstein). — «Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toimet.», 1925, nr. 3, lk. 1—20.
- Opik A. Über den estländischen Blauen Ton. — «Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toimet.», 1926, nr. 6, lk. 39—46.
- Opik A. Studien über des estnische Unterkambrium (Estonium). — «Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toimet.», 1929, nr. 15, lk. 1—56.
- Opik A. Über Scolithos aus Estland. — «Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toimet.», 1933, nr. 29, lk. 1—12.
- Opik A. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. — In: El Sistema Cambrico su paleogeografia de su Base Tomo, I, Parte I. Mexico, 1956, p. 97—126.



# EESTI KAMBRIUMI STRATOTÜÜBID

K. MENS, E. PIRRUS

*Resümee*

Töös esitatakse üldistatud andmestik Põhja-Eesti avamusalal paljanduvate alamkambriumi kihtide tüüpläbilõigete kohta (joon. 1 ja 3).

Töö esimeses osas antakse Eesti alamkambriumi stratigraafiline skeem ja selle seos naaberalade läbilõigetega (tab. 1). Näidatakse eraldatavate põhiühikute — lontoava, lükati ja tiskre kihistu levik (joon. 2) ning kihistikuline liigestus (tab. 2), mille kohaselt lontoava kihistu piires eraldatakse sämi, mahu, kestla ja tammneeme ning tiskre kihistu osas — kakumäe ja rannamõisa kihistik.

Töö teises osas esitatakse Tiskre (joon. 4), Kakumäe (joon. 6), Kose-Lükati (joon. 8), Kunda (joon. 10) ja Tammeneeme (joon. 12) läbilõigete kirjeldused, mis iseloomustavad kõiki ülalnimetatud stratigraafilisi ühikuid. Läbilõigete kirjeldusega kaasneb litoloogilis-mineraloogiline (joon. 5, 7, 9, 11, 13, tab. 3) ja faunistilis-floristiline (tab. 4) iseloomustus.

## STRATOTYPES OF THE CAMBRIAN FORMATIONS OF ESTONIA

K. MENS, E. PIRRUS

*Summary*

Cambrian deposits are of a wide distribution in Estonia, cropping out only in a narrow strip along the coastal region in the north. This sequence has already been under study since the middle of the nineteenth century and is used as a standard for the comparison and correlation of Cambrian deposits in the north-western part of the East European platform. During the last 15—20 years abundant information has been received in connection with intensive boring over the whole territory of the platform. Meanwhile a wide exploration of acritarchs in the Cambrian deposits of the platform has taken place, since other fossils useful for correlation are rare. The results of the study of acritarchs indicated that those assemblages are of a considerable stratigraphic value, and the study of their distribution made it possible to distinguish a number of acritarch assemblage zones in the Cambrian sequence of the platform (Table No. 1). The study of the distribution of acritarch assemblages has allowed us to state that Lower, Middle and Upper Cambrian deposits are represented in varying completeness in the East Baltic region. The assemblages of acritarchs determined by N. Volkova, T. Yankauskas and E. Posti, toget-



her with results of other investigations of the stratotype area, showed that the Cambrian sequence in North Estonia is only a part of the whole Cambrian succession on the platform area (Table No. 1, right). The lowermost beds of the Lower Cambrian — the Rovno Beds of the Ukraine, containing the so-called Rovnoan acritarch assemblages — are, missing here as well as the uppermost part of the Lower and the whole Middle and Upper Cambrian.

The present paper deals with the results of our investigations of the Cambrian deposits in the stratotype area in Estonia. This is most important not only for acquiring knowledge of the stratotype area, but also for obtaining a detailed correlation between the various regions of the East European platform. The present paper consists of two parts. The first part deals with the stratigraphy and structure of the Cambrian in North Estonia in the light of modern stratigraphic studies on Cambrian deposits of the whole platform. In the second part the descriptions of stratotype sections are presented.

## I STRATIGRAPHY AND STRUCTURE OF THE CAMBRIAN SEQUENCE IN NORTH ESTONIA

The first subdivision of the Cambrian sequence of Estonia was given by F. Schmidt (1888) who established the Lower Cambrian age of the strata above the «Blue Clay». Important studies of the fauna by A. Öpik (1925—1933) have complemented the picture of the zonal division as understood at the present time. This zonal division is still widely used in Estonia, next to the conventional stratigraphical nomenclature. The lowermost strata of sedimentary rocks have been examined by B. Asatkin (1937) and M. Yanishevsky (1939) in Leningrad Region. They both recognized that «Blue Clay» is composed of several lithological units, and the concepts of Gdov Sandstone, Laminarites Clay and Post-Laminarites Sandstone were introduced. B. Sokolov (1952), synthesizing most of the stratigraphical data existing at that time, separated two major subdivisions — series in the succession below the Tiskre Beds. He proposed the following names: the Baltic Series embracing Eophyton Sandstone, Lontova Beds and Post-Laminarites Sandstone, and the Valdai Series, including Laminarites Clay and Gdov Sandstone. Later the Valdai Series was removed from the Cambrian and referred to the Pre-Cambrian. Subsequently, the rank of subdivisions was determined in accordance with the stratigraphical concepts applied in the Soviet Union, and a geographically derived nomenclature for Eophyton Sandstone, Post-Laminarites Sandstone and Laminarites Clay was introduced (Männil, 1958, 1960). The most recent information about the Estonian Lower Cambrian has been published in the following papers (printed in Russian): Loog, Mens and Müürisepp, 1966; Mardla, Mens et al., 1968; Mens and Pirrus, 1971, 1972; Kala, 1972; Yankauskas and Posti, 1973; Brangulis et al., 1974.

Table No. 2 contains the various scales of subdivisions, and will help to get a grasp of the complicated nomenclature. The stratigraphic classification used in the present work is presented on the right side of Table No. 2. In contrary to the widely accepted four-partition of the Cambrian into the Lomonossov, Lontova, Pirita and Tiskre formations, the Lower Cambrian of North Estonia has been subdivided into three fundamental units. These units are designated as «formations», according to the norms of the stratigraphic classification applied in the Soviet Union on the local scale. In respect to the properties that those units possess, they correspond to the stage on a regional scale and are useful for reference and correlation within the East European platform. The division is based on typical changes in the skeletal fossils, lithological and mineralogical composition and on the occurrence and character of the acritarch assemblages. The uppermost unit, the Tiskre Formation, corresponds to the *Scenella discinoides* Zone and the *Diplocraterion-Skolithos* Zone by A. Öpik, the middle unit, the Lükati Formation — to the *Volborthella tenuis* Zone; the lowermost one, the Lontova Formation — to the *Platysolenites* Zone in the present range (Table No. 2).

The three-fold division is justified by the following arguments:

1. The Lomonossov Formation (the Post-Laminarites Sandstone) consists of three members, whereas the two lower members belong to the Valdai Series of the Vendian (Mardla et al., 1968). Lately they have been regarded as an independent unit, the Voronka Formation (Mens and Pirrus, 1971). The third member containing the Lower Cambrian fauna is considered the basal member of the Lontova Formation, on the grounds of its mineralogical and palaeontological composition.

2. A very clear contact has been established between the Lontova and Lükati beds, coinciding with the boundary between the *Platysolenites* Zone and the *Volborthella tenuis* Zone as well as with the level of the appearance of trilobites (Loog et al., 1966). Moreover, it has been shown that the Lükati Beds may be regarded as an independent stage (Mardla et al., 1968).

3. Within the uppermost strata in the Cambrian succession of the East European plat-



form, assigned to the Tiskre Stage, one may recognize some subdivisions, among which the Tiskre Beds are the oldest ones belonging to the lower portion of the Holmia Series according to the Scandinavian standard zonation (Kala, 1972; Mens and Pirrus, 1972).

The Lontova Formation, which corresponds to the *Platysolenites* Zone in the present concept, is mainly represented by various clays, and contains in its lower part interlayers of sand and siltstone, whose thickness and number increases westwards. West of Loksa, interlayers of siltstone are observed in the uppermost part of the formation, as well.

The maximum thickness (80—100 m) of the formation in Estonia is situated in the northern part, decreasing towards the south, mainly as a result of denudation (Fig. 2).

The lower boundary of the formation is drawn at the base of the glauconite-bearing deposits containing *Sabellidites* and *Platysolenites*. The upper boundary is marked by a distinct contact between the underlying monotonous clays, and overlying interstratified clays and siltstones. At that level lenses of basal conglomerate can be observed in many places, and *Volborthella tenuis* appears.

According mainly to the lithology of the formation, it is divided into four members. They are (in the upward direction):

- 1) the member of interstratified sandstones, siltstones and clays (Basel or Sämi Member);
- 2) the member of greenish-grey silty clays and silt-clays (Mahu Member);
- 3) the member of spotted (red-brown and lilac in green-grey) clays (Kestla Member);
- 4) the member of interlayered greenish-grey siltstones and clays (Tammneeme Member).

The three lower members are distributed throughout northern Estonia, whereas the last-mentioned one is known only in the north-western part (Fig. 1).

The remains of fossils are relatively frequent and various in Lontova deposits, but they are often poorly preserved. Finds have been made of *Yanichevskyites* (*-Serpulites*) *petropolitanus* (Yan.), *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lontova* Opik, helical-shaped specimens of *Platysolenites*, *Sabellidites cambriensis* Yan., *Aldanella kunda* (Opik) and fragments of inarticulate brachiopods (Pl. XVI). Representatives of hyolithids and hyolithelminths are known from the Lontova Formation, but they have not been studied in detail. In the more clayey beds of the formation (the Mahu and Kestla members), dark chitinous (?) horn-like sclerites are observed, whose taxonomic status is uncertain and who has not been described as yet. A difference has been established in the range of some fossils: thus, *Sabellidites cambriensis* occurs only in the lower beds of formation, whereas *Aldanella kunda*, *Platysolenites lontova* and helical-shaped specimens of *Platysolenites* appear in the upper beds (Table 4).

The imprints and trails of worm-like organisms and mud-eaters are common in the Lontova deposits; especially abundant are pyritized worm tracks on the bedding planes.

The Lontova Formation contains the following assemblage of acritarchs: *Leiosphaerida* sp., *Granomarginata squamea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *Synsphaeridium* sp., *Margominuscula* sp.

The next formation — the Lükati Formation — covers the Lontovan deposits throughout the studied area and is separated by a diastem from the latter. In some places the contact is marked by a conglomerate containing pebbles of phosphatic siltstone in clayey matrix. At the same level a change in the conditions of sedimentation took place. Only in the area of distribution of the Tammneeme Member, the lithological character of both is very similar. The upper boundary of that formation in northern Estonia is lithologically distinct, being marked by lenses of the so-called «*Mickwitzia*-conglomerate», especially between Tallinn and Aseri.

The formation reaches its greatest thickness in the district of Tallinn, decreasing both in the easterly and southerly directions (Fig. 2). The whole formation is lithologically very monotonous, consisting of interlayered clay and siltstone of mostly a thickness of about 0.1—0.3 m. The thicknesses vary at relatively short intervals, and they often may thin out. Some siltstone beds are cemented with dolomitic cement; glauconite and pyrite are very common. Glauconite at the base of the formation forms a thin laminae where that mineral is prevailing. The upper surfaces of the siltstone layers are covered with ripple marks and mud cracks, and the lower ones with various fossil tracks.

The Lükati Formation has yielded *Schmidtellus mickwitzi* (Schm.), *Mickwitzia monilifera* (Linnars.) and *Volborthella tenuis* Schm. (Pl. XVI); apart from that, it contains *Volborthella conica*. Schindewolf and arenaceous foraminifer (*Lükatiella*). Specimens of trilobites and brachiopods are generally in a fragmentary state. In the western sequence, tubes of *Platysolenites antiquissimus* Eichw., are found, yet mainly in the bottom part of the formation. Poorly preserved tubes of hyolithids and torellidids have also been detected. Trace fossils are very common. They appear at several levels, but generally seem to be rest-



stricted to the lower surface of the siltstone layers. Pyritized worm tracks are not abundant.

The Lükatian acritarch assemblage contains the following species:

*Leiosphaerida* sp., *Granomarginata squamea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *Tasmanites volkovae* Kirjan., *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. pallidum* Volk., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Lophosphaeridium tentativum* Volk., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. papillosum* Volk., *B. compressum* Volk. The assemblage differs greatly from that contained in the Lontova Formation.

A marked change in sedimentation took place after the deposition of the Lükati Formation, due to the influx of coarse-grained clastics.

The Tiskre Formation is now used in a more extended sense than indicated by A. Öpik (1933) and by R. Männil (1958). The authors of the present paper regard the Tiskre Formation as consisting of rocks of the *Scenella discinoides* Zone and the *Diplocraterion* — *Skolithos linearis* Zone. This is suggested by the following data:

1. they both are mainly represented by coarse-grained siltstones without any signs of a hiatus in between;
2. they have uniform mineralogical characteristics;
3. structural differences between these zones are visible in sections of the outcrops, whereas, in the boring profiles deposits may be interpreted as one unit only.

The Tiskre Formation is the youngest Lower Cambrian unit in northern Estonia. It is unconformably overlain by Lower Ordovician strata. The top of that formation is easily recognizable. At that level, the practically nonfossiliferous deposits change into brachiopod-bearing sandstones — the *Obolus* Sandstone. However, in some places the base of *Obolus* Sandstone is marked by lenses of basal conglomerate containing, besides phosphatic pebbles and boulders, also boulders of Tiskre siltstone. The lower contact of the formation is lithologically abrupt and marked by a change from clayey deposits to siltstones. West of Aseri, lenses of *Mickwitzia* conglomerate may be observed on that level. The Tiskre Formation is distributed only in northern and western Estonia; in the south-eastern and southern parts of the territory it is missing (Fig. 2). The greatest thickness of that unit is observed in the north-western part of Estonia.

The Tiskre Formation is represented by light-coloured, poorly-bedded or thick-bedded coarse-grained siltstones or fine-grained sandstones; however near the base of the formation fine-grained sandstones prevail. Thicker or thinner clay laminations occur in varying frequency throughout the formation. One of most conspicuous features of its mineralogical composition is the prevalence of tourmaline over zircon in the group of heavy transparent allothigenous minerals, whereas in the underlying succession zircon predominates among the minerals of that group.

On lithological and mainly structural and textural grounds, the Tiskre Formation is divided into two members, the lower one being the Kakumägi Member, the upper one — the Rannamõisa Member (a new name).

The Kakumägi Member, corresponding in volume to the *Scenella discinoides* Zone by A. Öpik (1956), is represented by poorly sorted siltstones, often containing an admixture of sandy and clayey materials. Conglomeratic beds or lenses within the sand-(silt)stone sequence are also locally present. Its rocks, particularly in the basal part, are often well cemented with dolomitic cement. The bedding of the rocks is irregular, mostly lenticular. Casts of mud-cracks, slump-rolls and ripple marks are very common.

The overlying Rannamõisa Member, embracing the Tiskre Beds as defined by A. Öpik (1933), is characterized by horizontally bedded well-sorted siltstones with thin interlayers of clayey siltstone and rare layers of clay. The beds vary in thickness which generally does not exceed 1 m. The siltstones are mostly friable, the consolidation is minimal.

Only the Kakumägi Member has a faunal characteristic. It contains, particularly in the conglomerate layers, inarticulate brachiopods *Mickwitzia monilifera* (Linnars.), *M. formosa* Wiman, *M. concentrica* Gorjansky, *Paterina rara* Gorjansky (Pl. XIV), fragments of trilobites, shells of *Scenella discinoides* Schm. and Bradoridae ostracods, not studied in detail as yet. The Rannamõisa Member contains only scarce indeterminate fragments of brachiopods. However, the lower part of that unit frequently contains densely packed, vertical tubes of *Skolithos linearis* Haldeman and in the eastern part of the territory stretching from Aseri to Narva, in addition, *Diplocraterion parallelum* Torell and *D. helmersenii* Öpik.

Acritarchs are likewise found only in the Kakumägi Member; their assemblage is very similar to that of the Lükati Formation, but the number of species decreases, consisting of *Leiosphaerida* sp., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Tasmanites* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Baltisphaeridium compressum* Volk., *B. cerinum* Volk., *Granomarginata squamea* Volk. and *Micrhystridium tornatum* Volk.



## II DESCRIPTION OF THE STRATOTYPE SECTIONS

Five fundamental sections (Tiskre, Kakumägi, Lükati, Lontova, Tammneeme) have been described, in which it is possible to observe all the above-mentioned Early Cambrian subdivisions of North Estonia, indicated as the stratotypes of these units. Their columnar sections are presented in Figs. 4, 6, 8, 10 and 12 with legends as indicated in Fig. 4. Key to the columnar sections: 1 — sandstone, 2 — siltstone, 3 — pelitic siltstone (from 10 to 25 per cent of pelite), 4 — pelite-siltstone (from 25 to 50 per cent of pelite), 5 — silt-clay (from 25 to 50 per cent silt), 6 — silty clay (from 10 to 25 per cent of silt), 7 — clay, 8 — interlayered clay and silt, 9 — lenses and interlayers of sandstone or siltstone, 10 — nodular arenaceous or silt materials, 11 — interlayers, lenses and nodules of clay, 12 — gravel material, 13 — pebbles (a — clay, b — phosphatic), 14 — glauconite, 15 — septarian phosphorite 16 — slump destructions, 17 — ripple marks, 18 — tubes of *Sabellidites*, 19 — tubes of *Platysolenites*, 20 — platysolenites-like tubes, 21 — tests of *Volborthella*, 22 — hyolithids, 23 — hyolithelminths, 24 — chitinous (?) horn-like sclerites, 25 — arenaceous foraminifers (?) (*Luekatiella*), 26 — gastropods of the gen. *Aldanella*, 27 — molluscs of the gen. *Scenella*, 28 — ostracods, 29 — brachiopods, 30 — fragments of brachiopods, 31 — fragments of trilobites, 32 — trace fossils, 33 — pyritized worm tracks, 34 — depauperate Lükati acritarch assemblages, 35 — Lükati acritarch assemblages, 36 — Lontova acritarch assemblages.

The description of each section consists of the following parts: geographical location, geological description of section in detail (in layers it is given only in Russian) and mineralogical characteristics of the exposed deposits. Depths of layers, paleontological finds, etc., are marked from top of the Cambrian strata. The main types of rocks are stated according to the classification used at the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Estonian SSR. In accordance with this, sandstones contain more than 50 per cent of grains with a diameter of 1–0.1 mm; siltstones — >50 per cent of grains with a diameter of 0.1–0.01 mm and clays — >50 per cent of grains with a diameter <0.01 mm.

The mineralogical composition of deposits was studied in two fractions — in silt (0.1–0.05 mm) and clay (< 1 $\mu$ ). To study the silt fraction by immersion, it was separated in bromoform (sp. gr. 2.89) into light and heavy minerals. The results of the study of the granulometric and mineralogical composition is presented in Fig. 5, 7, 9, 11 and 13 for each stratotype section, in the order of their description. In these figures, next to the lithological column are shown the grain-sizes, further right — the content of light minerals, and next to it the content of heavy minerals (allothigenous ore minerals, transparent allothigenous, micas and authigenous). The next graph demonstrates relations of minerals in the group of transparent allothigenous heavy minerals, and further right the relations in the group of authigenous heavy minerals. In the rightmost graph are presented the study results of the clay fraction as examined, by X-ray diffraction, thermal and chemical analysis.

The distribution of the characteristic fauna and acritarchs is shown in Table 4, with a solid line in the stratotype sequences; their occurrence at the same stratigraphic level in the neighbouring borings or outcrops is given with a broken line.

The chemical composition of the deposits is in a direct relationship to the main rock types (see Table 3).

The Tiskre section is exposed on the high coastal cliff of Rannamõisa, 14 km west of Tallinn (loc. No. 3 in Fig. 1 and loc. No. 4 in Fig. 3). Below the Lower Ordovician beds, there occur coarse-grained siltstones of a thickness of 15.85 m, with rare and thin clay interlayers (Fig. 4). That outcrop has been indicated by A. Öpik (1933) as the stratotype of the Tiskre Beds. According to the data of recent studies, the Tiskre section may be proposed as the stratotype of the Tiskre Formation (in its new sense), and as the stratotype of its upper member — the Rannamõisa Member: There it is possible to observe a contact between the Ordovician and Cambrian strata and the boundary between the upper and lower members of the Tiskre Formation. The lower boundary of the Tiskre Formation is not exposed, but a hand-dug well drilled at the bottom of the sea near the outcrop showed that the top of the next unit — the Lükati Formation — is not far, less than 1.5 m below the surface.

The upper boundary of the Tiskre Formation is distinct and slightly uneven: in some places, on the base of the overlying *Obolus* sandstone, there are lenses of conglomerate, containing, among others, boulders and pebbles of Tiskre siltstone.

The uppermost group of layers between 0.00–12.00 m is considered the Rannamõisa Member, consisting of light-coloured coarse-grained, well sorted, horizontally thick-bedded siltstones with a few bands of greenish-grey thin clay containing macroscopically recognizable glauconite. Slump-rolls and clay balls occur, but they are not very common. Trails and burrows appear at several levels of the upper part of the member, being generally restricted to clayey layers. Remains of true fossils are very scarce; only fragments of



brachiopods have been found, whose systematical position is indeterminable. *Skolithos linearis* occurs in a solid layer of a thickness of about 1 m, distributed in the basal part of that unit. No acritarchs were detected in the studied samples from the Rannamõisa Member. The mineralogical composition is characterized by a predominance of tourmaline over zircon in the group of transparent allothigenous heavy minerals (Fig. 5).

The lowermost part of the outcrop (from 12.00 to 16.40 m), now referred to the Kakumägi Member, is represented by unsorted lenticular-bedded siltstones with many interlayers and lenses of clay. Ripple marks are very abundant. Fragments of brachiopods are common.

The contact between the Rannamõisa and Kakumägi members is not distinct, neither lithologically or mineralogically. The border is drawn according to structural changes.

The Kakumägi section occurs in several outcrops on the eastern coast of the Kakumägi Headland, west of Tallinn (loc. No. 5 in Fig. 3). That coastal cliff was shown by A. Öpik (1933) as the stratotype area of the Kakumägi Beds, but now it is interpreted as the lower member of the Tiskre Formation — the Kakumägi Member. As a type locality of this member, an outcrop is described which situated approximately in the middle of the eastern coast (Fig. 3). Three lithological units are exposed in that outcrop (Fig. 6): the Rannamõisa Member (0.00—2.40), the Kakumägi Member (2.40—6.40) and the upper part of the Lükati Formation (6.40—10.30).

The Rannamõisa Member is represented by horizontally interbedded light-coloured siltstone and greenish-grey silt-clay layers in the upper part, and by massive light-grey siltstone in the lower part of the member. The bedding planes are marked by glauconite, mica and thin lamellae of clay. No fossils have been discovered in that member.

The boundary between the Rannamõisa and the Kakumägi members is wavy and marked by a thin (2—3 cm) band of greenish-grey plastic clay.

The Kakumägi Member predominantly consists of light-coloured coarse-grained siltstones with an admixture of psammitic and pelitic material. Particularly the top part of the member is enriched by clay material, forming here bands and lenses. The siltstone layers are often current-bedded. The bedding planes are covered with mica, glauconite and pyrite. In the lower part of the member, three lens-shaped layers of conglomerate occur. The conglomerate contains black phosphate pebbles, shells and fragments of brachiopods, some trilobite fragments and shells of Bradoridae ostracods. Similar fossils occur in the rocks between the conglomerate layers; thus, *Scenella discinoides* has been found at the level of 5.95 m, and *Mickwitzia monilifera* between 5.95—6.30 m. Above the conglomerate layers (3.20—3.80) some fragments of brachiopods have been encountered. At the levels of 3.25 m and 6.30 m, the following acritarchs have been determined: *Leiosphaerida* sp., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T.* sp. nov., *Baltisphaeridium compressum* Volk.

The boundary between the Tiskre and the Lükati formations is determined as lithologically distinct, and in some places marked by lenses of the so-called *Mickwitzia* conglomerate.

The Lükati Formation is represented by greenish-grey silty clay and silt-clay with interlayers light-grey siltstone, mostly with dolomitic cement. Various trails and burrows are very common on the lower surfaces of the siltstone layers. *Volborthella tenuis* is found at the levels of 6.80, 9.20 and 9.50 m.

The Kose-Lükati section is represented by the outcrop on the left bank of the Pirita River in the north-eastern part of Tallinn and by the boring made in 1965 near the outcrop for the purpose of identifying the lower part of the Lükati Formation (loc. No. 8 in Fig. 1 and loc. No. 9 in Fig. 3). The outcrop of Kose-Lükati, together with the outcrop of Maarjamägi, has been indicated by A. Öpik (1933) as the stratotype of the Lükati Beds.

Here, under the soil-beds, four lithological units are exposed (Fig. 8). They are the Rannamõisa Member of the Tiskre Formation (0.00—1.60), the Kakumägi Member of the same formation (1.60—6.00), the Lükati Formation itself (6.00—22.50), and the upper part of the Tammneeme Member of the Lontova Formation (22.50—24.30).

The Rannamõisa Member is represented by horizontally interbedded light-coloured poorly cemented siltstone. The bedding planes are marked by thin lamellae of clay and nodules of pyrite. Glauconite is present. No fossils have been found. The contact with the underlying Kakumägi Member is structurally and texturally distinct.

The Kakumägi Member consists of light-grey clayey siltstone in the upper part, and of light-coloured sandy siltstone in the lower part. Lenticular bedding is very common in the upper part. Sandy siltstone is well cemented with dolomite. Glauconite occurs. In some places nodules of pyrite lie on the bedding planes. At the levels 2.00 and 4.60 m the following acritarchs have been determined: *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. pallidum* Volk., *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. compressum* Volk., *B. ornatum* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamacea* Volk., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Leiosphaeridia* sp. The contact bet-



ween the Tiskre and Lükati formations is abrupt, and the base of the former is marked by lenses of *Mickwitzia* conglomerate. In these lenses and in the rocks lying between them, *Mickwitzia monilifera*, *Paterina rara* and fragments of trilobites have been found.

The Lükati Formation is represented by interlayered light-grey siltstone and greenish-grey clay, with the latter prevailing. The thickness of the layers varies from 2 to 30 cm, thinning out frequently. Various trails and burrows are very abundant on the lower surfaces of the siltstone layers. The upper surfaces of the latter are often covered with ripple marks and sometimes with mud-cracks. Siltstone as well as clay contains glauconite, pyrite and mica. Tests of *Volborthella* occur throughout the formation. Arenaceous foraminifers and fragments of trilobites have been found between 12.40 and 22.50 m. Fragments of indeterminate brachiopods are met between 16.10 and 22.50 m. Some tubes of *Platysolenites* have been observed at the levels of 8.50 and 22.30 m. Acritarchs are determined at 7.00, 9.00, 10.00, 11.50, 12.90—13.90, 20.00—21.80 m, as follows: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamea* Volk., *Micrhystridium tornatum* Volk., *M. pallidum* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. cerinum* Volk., *B. ornatum* Volk., *B. compressum* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Cymatiosphaera* sp. nov., *Leiosphaeridia* sp. Pyritized worm tracks are not very common. The contact between the Lükati and Lontova formations is marked by a thin band of conglomerate containing black phosphate pebbles in clayey matrix.

The Lontova Formation, in the thickness of 1.80 m, is represented by the Tammneeme Member, containing silty clay with lenses and interlayers of pelitic siltstone; some trace fossils and narrow pyritized worm tracks have been observed on the bedding planes. At 22.60—23.50 m, the following acritarchs have been determined: *Granomarginata prima* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Synsphaeridium* sp., *Leiosphaerida* sp.

The Kunda (Lontova) section, consisting of the sequence of a clay quarry and a borehole, is situated in the north-eastern part of Estonia, in the north of Kunda (loc. No. 15 in Fig. 1). The succession of this quarry was shown by A. Öpik (1933) as the stratotype section of the Lontova Beds. The boring made in 1966 began from the bottom of the quarry, pierced the Lontova Formation and ended in the Vendian Complex at a depth of 104.80 m from the top of the Cambrian strata.

Four formations are represented in this section (Fig. 10): the Tiskre, Lükati and Lontova formations of the Lower Cambrian and the Voronka Formation of the Valdai Series.

The Tiskre Formation is represented only by the Kakumägi Member (0.00—2.00 m). There are light-coloured coarse-grained lenticularly bedded siltstones, well cemented with dolomite in the lower part. Glauconite is common. The member has yielded several brachiopod fragments. The lower surface is wavy-like, uneven, and marked by lenses of *Mickwitzia* conglomerate containing *Mickwitzia monilifera* and shells of Bradoridae.

The Lükati Formation, which embraces the strata between 2.00 and 14.00 m, consists of clay with siltstone interlayers of various thicknesses. The upper surface of those layers is often covered with ripple marks; trails and burrows are frequently seen on the lower surface of the siltstone layers. Pyrite and glauconite are very common, the latter forms thin laminae consisting mainly of this mineral in the bottom part of the formation. Tests of *Volborthella* occur throughout the formation. Arenaceous foraminifers have been found between 6.40 and 14.00 m, fragments of trilobites are met between 3.30 and 4.60 m, and fragments of brachiopods have been observed between 10.10 and 11.60 m. Acritarchs are determined at 6.00—6.40, 7.00 and 12.10 m, and they are the following: *Micrhystridium tornatum* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Granomarginata squamea* Volk., *Baltisphaeridium dubium* Volk., *B. orbiculare* Volk., *B. cerinum* Volk., *B. compressum* Volk., *Tasmanites bobrowskii* Waz., *T. volkovae* Kirjan., *Archaeodiscina umbonulata* Volk., *Leiosphaeridia* sp.

The contact between the Lükati and Lontova formations is marked by lenses of conglomerate containing black phosphate pebbles in clayey matrix.

The Lontova Formation, occurring between 14.00 and 88.30 m, is represented by three members. They are: Kestla Member (14.00—47.60 m), the Mahu Member (47.60—72.50 m) and the Basal or Sämi Member (72.50—88.30 m).

The Kestla Member consists mainly of spotted (red-brown and lilac in greenish-grey) clay. Pyritized worm tracks are very common. The member contains, besides abundant tubes of *Platysolenites antiquissimus*, the following fossils: *Aldanella kunda* (19.00—23.10 m), chitinous, horn-like sclerites (19.00—24.00 m), *Platysolenites lontova* (41.80—47.60 m); poorly preserved tests of hyolithids and hyolithelminths and fragments of brachiopods occur throughout the member. Acritarchs have been studied at the levels of 14.10—14.20 m, 28.20 m, 46.20 m, and they are the following: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamea* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Leiosphaerida* sp.



The boundary between the Kestla and Mahu members is drawn according to changes in colour; below that level, interlayers of siltstone appear.

The Mahu Member is represented by silty and silt-clay with rare thin siltstone interlayers. The bedding planes are often covered with thin lamellae of silt material. The colour of the clay is mainly greenish-grey, with a few purplish-red spots. The member contains a great amount of *Platysolenites antiquissimus* tubes and indeterminate fragments of brachiopods throughout the unit, whereas *Platysolenites lontova* is found between 48.40—71.80 m, and tests of hyolithids between 62.73—72.80 m. Fossil trails occur, and pyritized worm tracks are abundant. Acritarchs at the level of 65.00 m are as follows: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., *Margominuscula* sp., *Leiosphaerida* sp.

The boundary between the Mahu and Basal members is drawn at a level below which independent interlayers of sandstone appear.

The Basal (Sämi) Member consists of interbedded clay, siltstone and sandstone layers with thicknesses of mostly about 0.01—0.50 m. The bedding planes are marked by glauconite, pyrite and mica, as well as by burrows of fossils and sometimes by pyritized worm tracks, too. Some sandstone layers are well cemented with dolomite cement, and some are mostly friable. The section of 72.50—85.20 m has yielded *Platysolenites antiquissimus* and fragments of brachiopods. Tests of hyolithids occur between 84.40 and 85.20 m, and *Sabellidites cambriensis* have been found between 71.40 and 87.30 m. At the level of 84.20 m the following acritarchs have been determined: *Granomarginata prima* Naum., *Tasmanites tenellus* Volk., and *Leiosphaerida* sp.

The lower boundary of the Lontova Formation is drawn at the base of glauconite-bearing deposits. Above this level, *Sabellidites cambriensis* and trace fossils appear. In the basal part of the Lontova Formation, pebbles of phosphatic siltstone and clay can be observed.

The lowest group of layers (88.30—104.80 m) belongs to the Voronka Formation of the Valdai Series. Two members have been recognized: the upper one is 6.90 m and the lower one 9.60 m thick. The Upper Member consists of massive or obscurely bedded, medium — to fine-grained, nearly white sandstone. The Lower Member is represented by an alternation of siltstone and clay, with a frequent admixture of sandy material. The colour varies from light-grey to purplish-red. The siltstones are finely but irregularly bedded. The bedding planes are marked by mica and thin lamellae of clay. Glauconite is missing.

The Tammneeme section is represented by a small outcrop on the east coast of the Viimsi Headland in the village Tammneeme, north-east of Tallinn (loc. No. 12 in Fig. 3). In the outcrop, it is possible to observe the boundary between the Lükati and Lontova formations, and the uppermost part of the latter unit. The succession of the outcrop is completed by the Viimsi core No. 8, bored on the same headland (loc. No. 11 in Fig. 3). Here the soil-layers are followed by the Lükati Formation and the Tammneeme Member of the Lontova Formation. The boring reaches the Kestla Member of the latter formation, seizing it in the thickness of 6.70 m (Fig. 12). This section has been identified by the authors of this paper as the type locality of the Tammneeme Member. The description of the section, its mineralogical and palaeontological characteristics have been given according to the boring data (Fig. 13).

The Lükati Formation (1.00—18.60) consists mainly of interbedded clay and siltstone layers containing *Volborthella tenuis* and arenaceous foraminifer. It has a thickness of 17.60 m in the core. The base of the Lükati Formation is marked by a few pebbles of phosphatic siltstone and a change in the faunal assemblage. Lithologically, that boundary is not distinct.

The Tammneeme Member, occurring in the core between 18.60 and 29.20 m, totalling 10.60 m in thickness, shows a great affinity to the Lükati Formation in its lithological composition. It consists mainly of greenish-grey silt-clay and silty clay, with bands of siltstone of various thickness (0.1—20 cm). Some siltstone layers are cemented with dolomite. Ripple marks on the upper surfaces, and burrows and trails, mostly horizontal, on the lower surfaces of the siltstone layers, are very common. Pyritized worm tracks are not frequent. Glauconite is very typical of the basal part of the member. At several levels, mainly in the middle part of the member, phosphatic pebbles can be observed. Clay pebbles and balls are scarce. The mineralogical composition of the rocks of the Tammneeme Member is characterized by a great content of amphiboles among the transparent allothigenous heavy minerals. The fauna comprises tubes of *Platysolenites*; *P. antiquissimus*; helical-shaped specimens are abundant at several levels. *Platysolenites lontova* is found at the level of 19.50—20.00 m.

The contact between the Tammneeme and Kestla members is lithologically distinct: below this level, interlayer of siltstone disappear and the colour of clay changes.

The Kestla Member, of a thickness of 6.70 m (29.20—35.90), consists of spotted (red-brown and violet in greenish-grey) clay containing *Platysolenites antiquissimus* and abundant pyritized worm tracks.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

### Введение 3

### Стратиграфия и строение кембрийского разреза Северной Эстонии 7

### Описание стратотипических разрезов 21

#### Разрез Тискре 24

#### Разрез Какумяги 31

#### Разрез Козе-Люкати 37

#### Разрез Кунда (Лонтова) 44

#### Разрез Таммнеэме 53

#### Литература 58

### Eesti kambriumi stratotüübid. Resümees 61

### Stratotypes of the Cambrian Formations of Estonia. Summary 61



Академия наук Эстонской ССР  
Институт геологии

Кайса Александровна Менс, Эин Аугустович Пиррус.  
**Стратотипические разрезы кембрия Эстонии.**

На русском языке

Художник-оформитель Т. Ару

Издательство «Валгус»  
Таллин

Редакторы А. Скворцова, Т. Ронгонен  
Художественный редактор О. Херодес  
Технический редактор А. Вярв  
Корректор Ю. Нурме  
ИБ № 48

Сдано в набор 14. XII 1976  
Подписано к печати 7. IX 1977.

Типографская бумага № 2 — 70×100/16,  
Камского целлюлозно-бумажного комбината  
Печатных листов 4,5 + 1,88 (вклейки)  
Условно-печатных листов 8,29.  
Учетно-издательских листов 7,79.  
Тираж 600 экз.  
МВ-01000.

Издательство «Валгус», Таллин, Пярнуское шоссе, 10  
Типография «Пунане Тяхт», Таллин, ул. Пикк, 58  
Заказ № 694

Цена руб. 1.30.



xiii - c



Рyд. 1.30



Руд. 1.30

К. Менс Э. Пиррус

**СТРАТО-  
ТИПИЧЕСКИЕ  
РАЗРЕЗЫ  
КЕМБРИЯ  
ЭСТОНИИ**



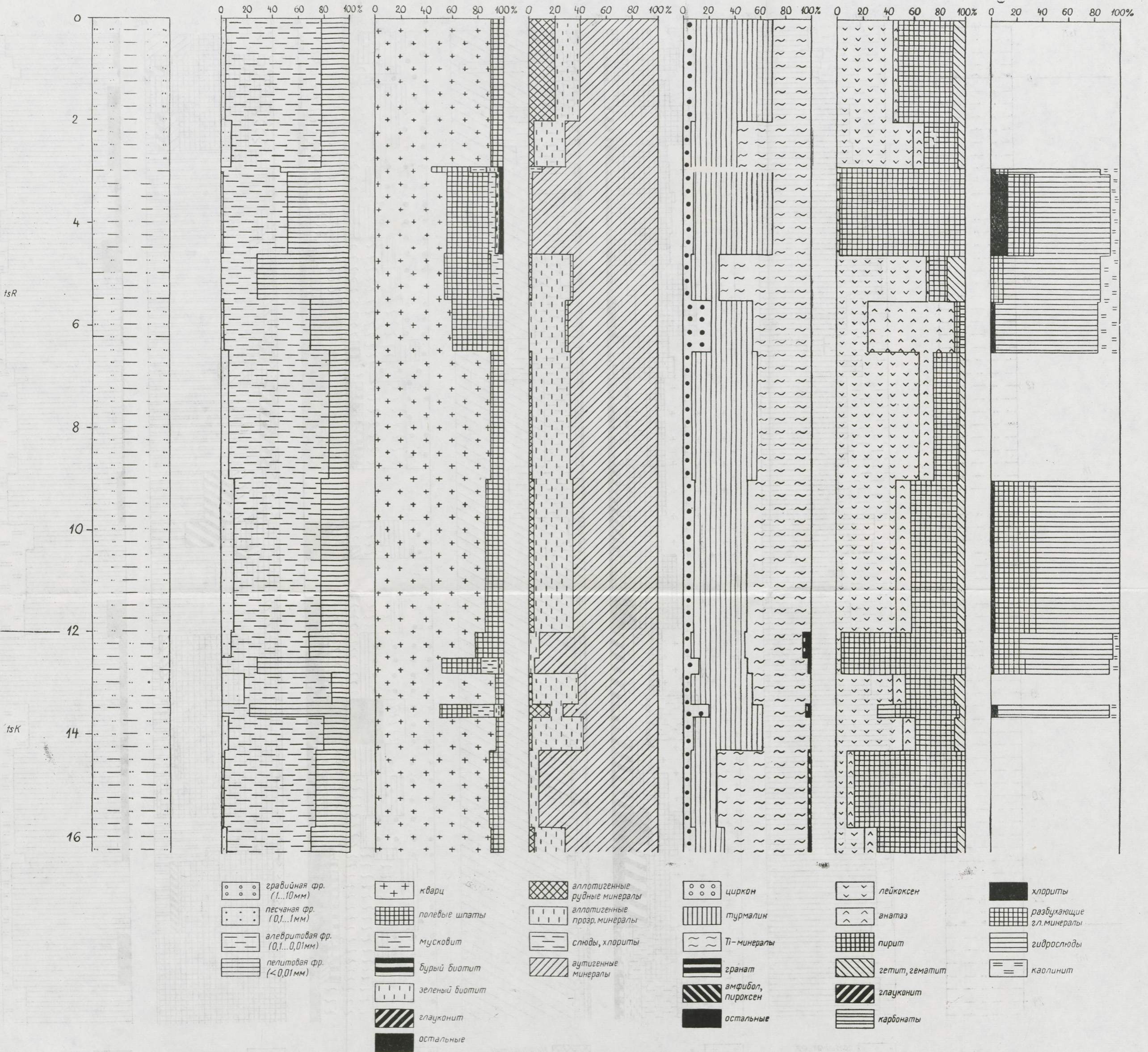


Рис. 5. Литолого-минералогическая характеристика тискреской свиты в стратотипическом разрезе Тискре



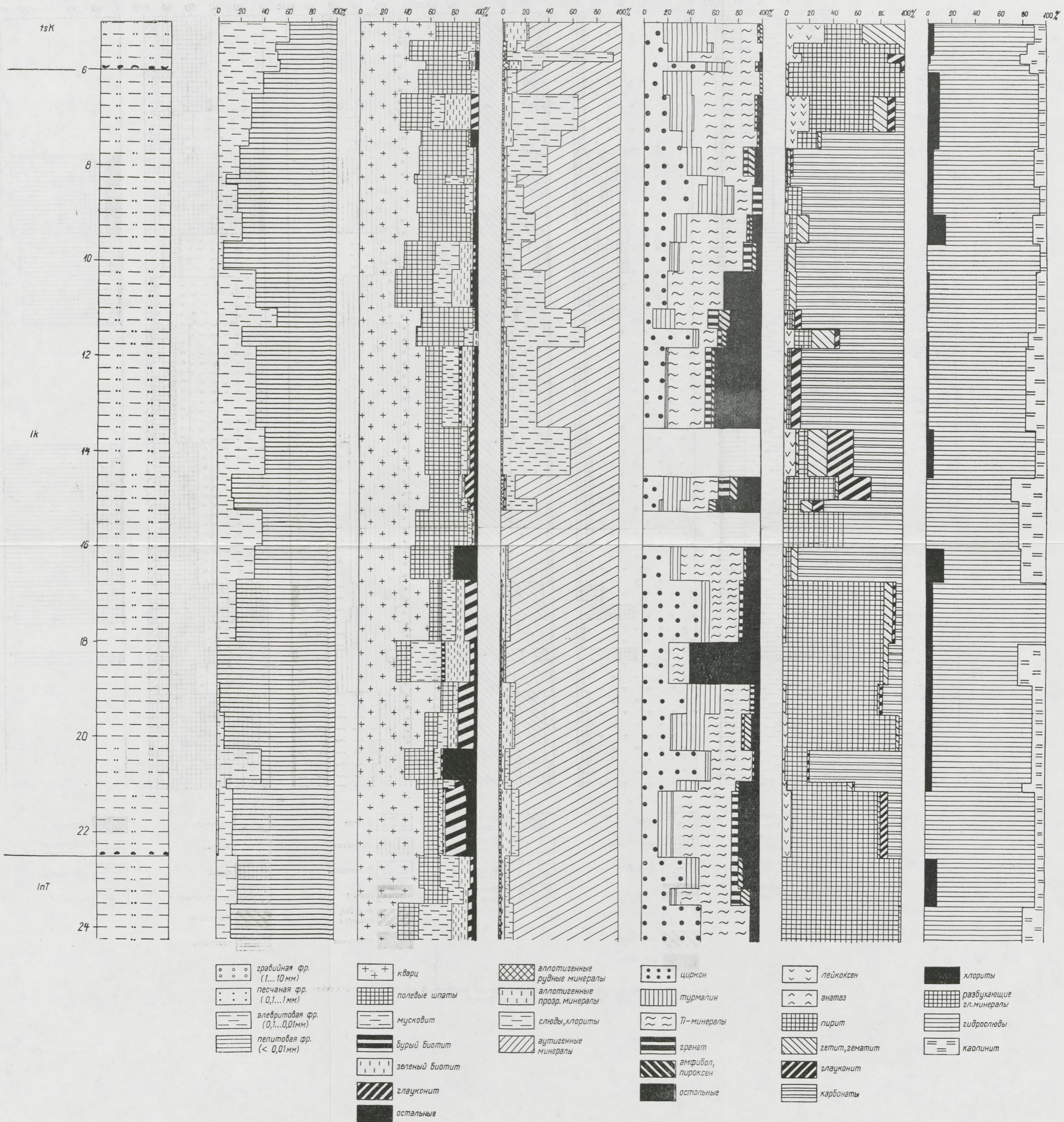


Рис. 9. Литолого-минералогическая характеристика локатской свиты в стратотипическом разрезе Козе-Лукати



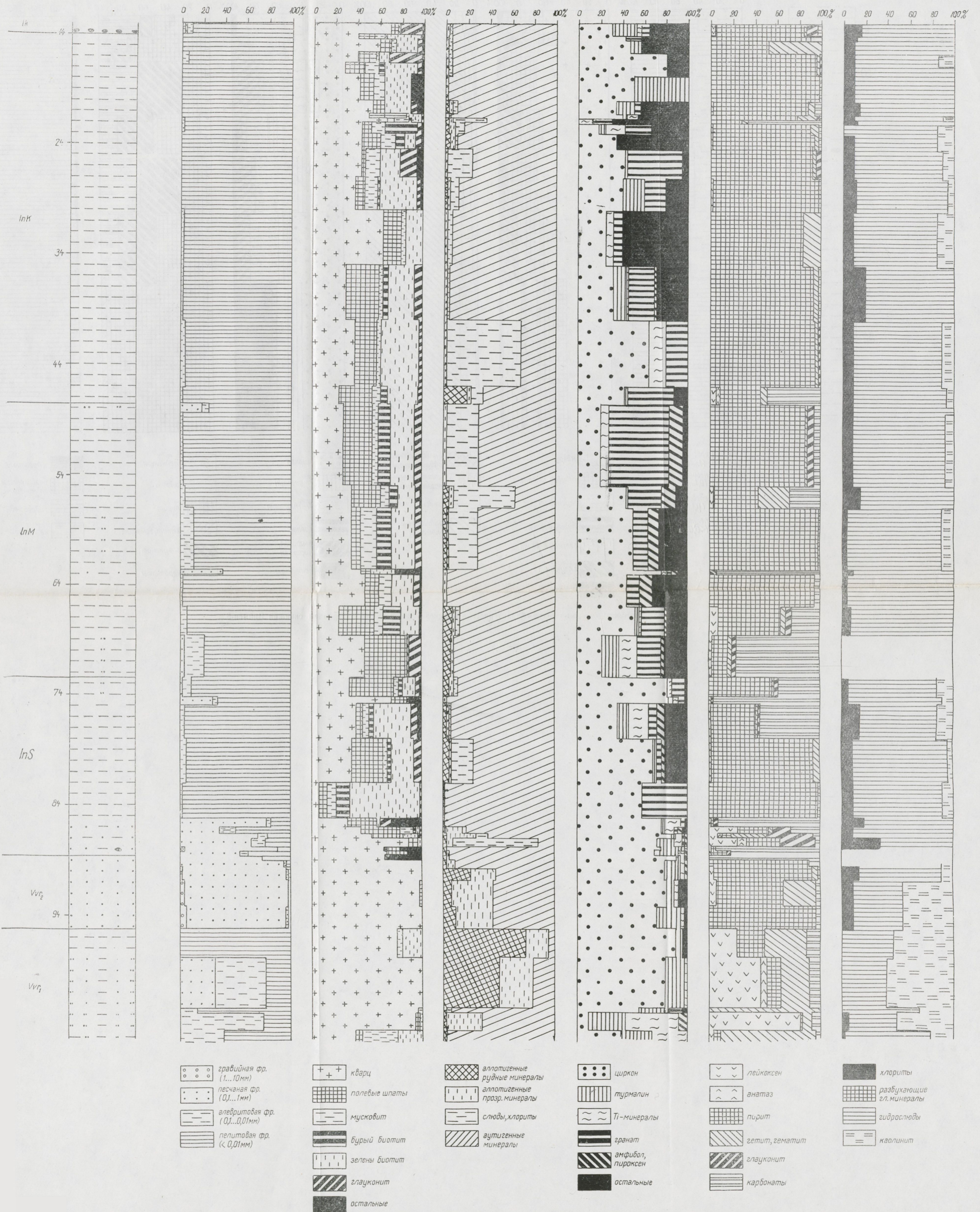


Рис. 11. Литолого-минералогическая характеристика лонговской свиты в стратотипическом разрезе Кунда



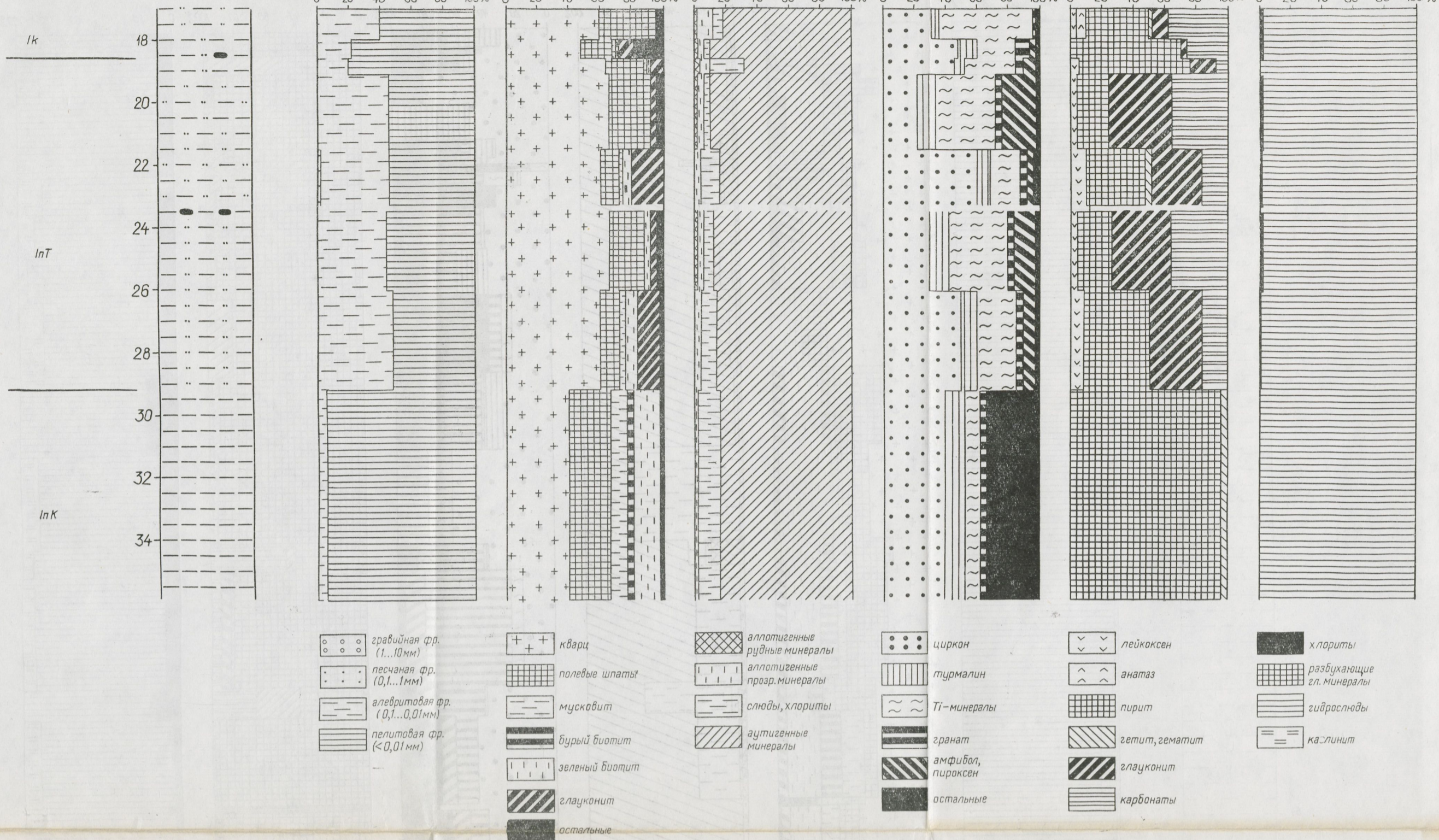


Рис. 13. Литолого-минералогическая характеристика тамбоземской пачки по материалам скважин Вийси-8