

УДК 551.733.11.(474.2)+552.578.3

Хельо ХЕЙНСАЛУ

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕТРЕМАДОКСКИХ ГРАПТОЛИТОВЫХ АРГИЛЛИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЭСТОНИИ

В результате проведенных в 1970-е годы исследований нижнеордовикских граптолитовых аргиллитов, широко известных под названием «диктионемовые сланцы», оказалось возможным выделить среди них в общем два литологических типа: однородные аргиллиты т. н. западной фации и «пестрые» аргиллиты т. н. восточной фации, включающие относительно многочисленные прослойки, линзы и конкреции инородного материала (Кивимяги, Кальо, 1970, 1976; Кивимяги, Теедумяэ, 1971). Граница между выделенными «фациями» проводилась условно и проходила ориентировочно в районе населенных пунктов Вихула—Вийтна. В дальнейшем эти «фации» стали рассматриваться в качестве самостоятельных литостратиграфических подразделений местной схемы — соответственно как табасалуская пачка («западная фация») и тоолсеская пачка («восточная фация») (Хейнсалу, 1981, 1987).

В результате бурения новых скважин в 1986—1987 гг. в Западной Эстонии появилась возможность более детального изучения литологии аргиллитов табасалуской пачки этого района (рис. 1). Изложенные ниже данные получены путем изучения гладкой поверхности распиленного пополам керна разреза граптолитовых аргиллитов по 16 буровым скважинам, обозначенным буквой *D*. Скважины *F*-серии изучены автором в предшествующие годы менее детально по выпуклой поверхности керна.

Граптолитовые аргиллиты в Западной Эстонии на первый взгляд производят впечатление темной глинистой однородной породы, в которой встречаются лишь небольшие включения пирита в виде мелких скоплений или небольших конкреций и участками также конкреции антраконита. Однако при распиловке керна удалось обнаружить на его гладком ровном срезе много текстурных особенностей, которые оставались незамеченными при изучении шероховатой поверхности керна. Так, удалось выявить, что для аргиллитов повсеместно характерна тонкая, в общем горизонтальная слоистость. Такая слоистость, вернее слойчатость, обусловлена более светлыми по сравнению с основной породой, тонкими — от долей до первых миллиметров, алевропелитовыми или крупнопелитовыми по составу, в основном горизонтальными слоями. Более тонкие из них прерывисты и образуют на вертикальном срезе аргиллитов как бы штриховку, а на горизонтальных поверхностях раскола керна — пятнистость. Слойки мощностью около 1 мм и более образуют на срезе керна выдержанную горизонтальную слоистость. Интервалы между ними разные — от первых миллиметров до первых сантиметров, в редких случаях мощность неслоистых интервалов доходит до 8—10 см. Из выдержанных слоев более тонкие (около 1 мм) обычно располагаются строго горизонтально и имеют довольно четкие ровные контакты с вмещающими темными аргиллитами. При больших мощностях прослоев, измеряемых чаще всего первыми сантиметрами (очень

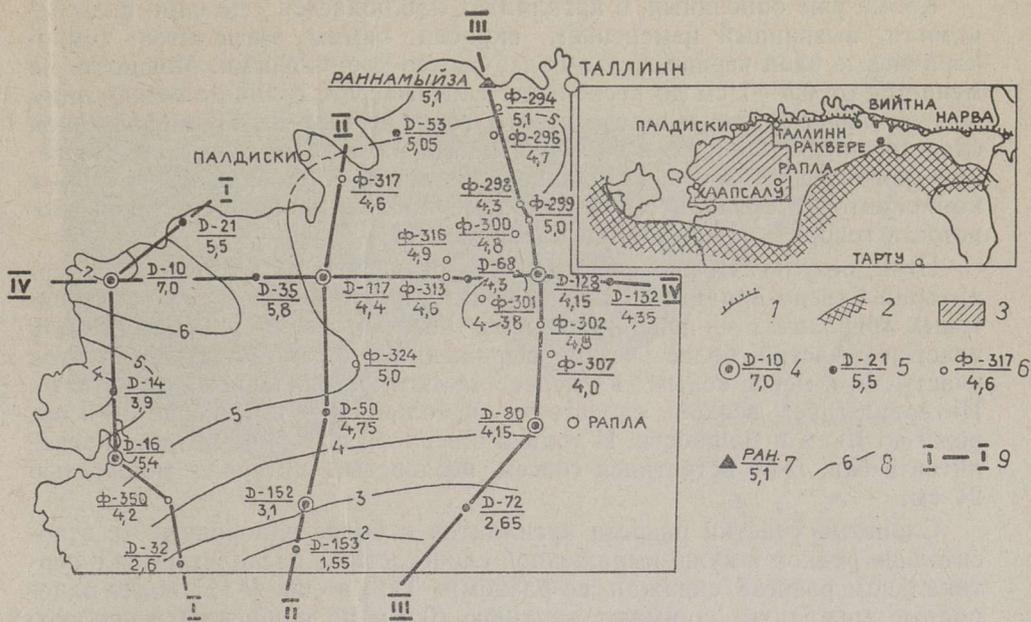


Рис. 1. Карта мощностей граптолитовых аргиллитов табасалуской пачки турисалуской свиты (O₁T₁).

1 — Северо-Эстонский глинт; 2 — южная граница распространения граптолитовых аргиллитов турисалуской свиты; 3 — исследованная территория; 4, 5 — литологически (по поверхности распиленного керна) и фаунистически детально изученные буровые скважины, наверху номер, внизу — мощность, м; 4 — определены конодонты (В. Вийра) и граптолиты (Д. Кальо), 5 — определены только граптолиты; 6 скважины, изученные по наружной поверхности керна; 7 — обнажения; 8 — изопахиты, м; 9 — линии литологических разрезов (см. рис. 2).

редко до 10 см или немного больше), состав их становится более крупнозернистым алевритовым с примесью песчаных зерен и, местами, мелкого детрита беззамковых брахиопод. Контакты таких прослоев с аргиллитами бывают разные: ровные или с мелкими неровностями размыва. Обычно песчано-алевоитовые прослои в той или иной степени пиритизированы, иногда настолько сильно, что трудно судить о размерах зерен породы. Более редко в этих прослоях встречается карбонатный цемент.

На исследованной территории такие прослои начинают появляться в более восточных разрезах (скв. D-68, D-128, D-132) и чаще приурочены к их низам (рис. 2). В западной части территории такие прослои встречаются в низах разреза аргиллитов скв. D-16. Здесь, кроме пирита, участками содержится и карбонатный цемент.

В довольно большом количестве изученных разрезов в темных граптолитовых аргиллитах, кроме строго горизонтальных тонких светлых алевропелитовых слоев, выявлены небольшие, в общем горизонтальные интервалы породы мощностью 0,5—1 см, реже до 2—4 см, в которых аналогичный алевропелитовый или крупнопелитовый более светлый материал расположен по мелкой косой или слабо наклонной, линзовидной или мелковолнистой слоистости. Такие интервалы в одной скважине могут встречаться на одном или нескольких уровнях. Линзовидно-мелковолнистая слоистость наиболее часто прослеживалась в разрезе скв. D-54 — на восьми уровнях. Интервалы такой слоистости более характерны для восточной части изученной территории, начиная с разрезов скважин D-53—D-50—D-152—D-153 (рис. 1). Пока не выявлено определенной закономерности во встречаемости такой слоистости по вертикальному разрезу скважин: она обнаруживалась то в нижней, то в средней, то в верхней частях разреза граптолитовых аргиллитов.

Кроме уже описанных, в аргиллитах наблюдается еще один вид слоистости, вызванный изменением окраски самих аргиллитов: темно-коричневые слои чередуются с более светло-коричневыми. Мощность их меняется от 0,5—1 см до нескольких сантиметров, границы между ними обычно очень четкие и всегда строго горизонтальные. Причиной такой слоистости является, по всей вероятности, изменение содержания органического вещества без визуально видимого изменения минеральных компонентов в аргиллите. О закономерностях проявления такой слоистости говорить пока еще преждевременно.

Итак, результаты проведенных литологических исследований на территории Северо-Западной Эстонии показали, что слоистость в граптолитовых аргиллитах — явление повсеместное. По вертикальному разрезу участки с частой, более четко выраженной слоистостью сменяются участками с менее ясным и менее частым проявлением слоистости. Интервалы без всякой слоистости небольшие — обычно до 3—5 см, реже до 10 см в мощности. И только в верхней половине разреза аргиллитов в скв. *D-50* встретился совсем неслоистый интервал мощностью 24 см.

Слоистые участки разреза аргиллитов и более однородные (с относительно редкой и хуже выраженной слоистостью) располагаются в вертикальном разрезе скважин по-разному. Так, в скв. *D-117* более однородные аргиллиты занимают верхнюю (0,5 м по мощности) и нижнюю (1,4 м) части разреза, а четко слоистые — середину (2,5 м). В скв. *D-21* и *D-35* только нижняя часть разреза более однородна (соответственно 1,9 и 1,5 м), а верхняя, преобладающая по мощности часть (3,5 и 4,3 м), характеризуется хорошо выраженной тонкой слоистостью. В разрезах скв. *D-68* и *D-128* дело обстоит наоборот — более однородной оказывается верхняя часть аргиллитов (соответственно 1,5 и 2,0 м) и слоистой — нижняя половина (2,8 и 2,15 м).

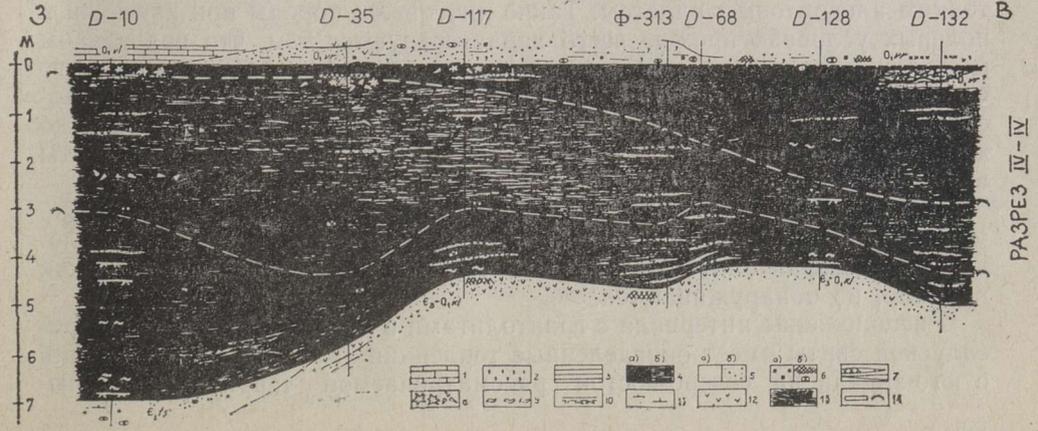
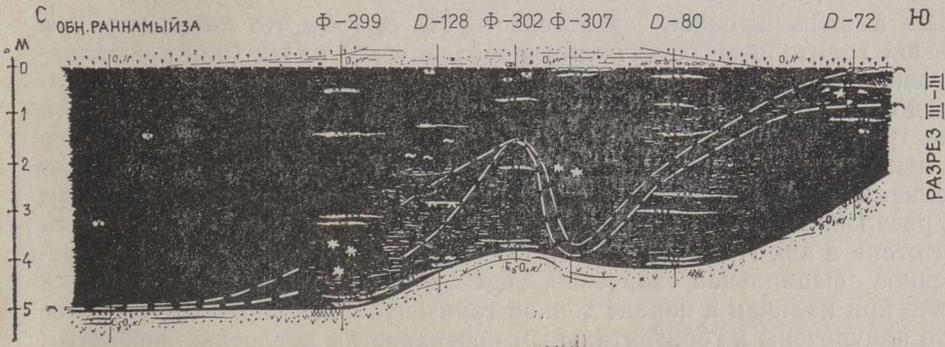
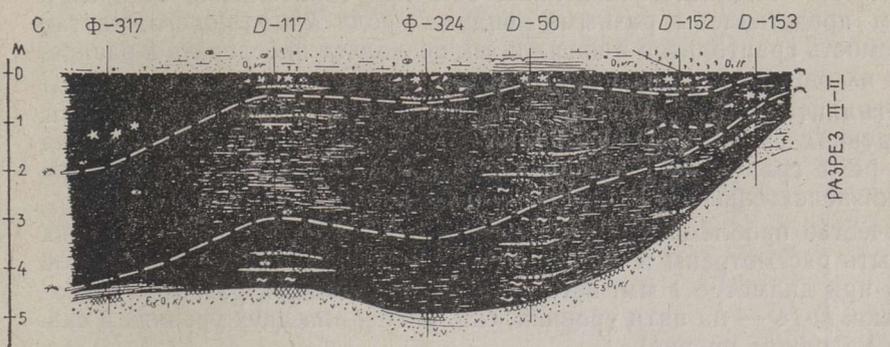
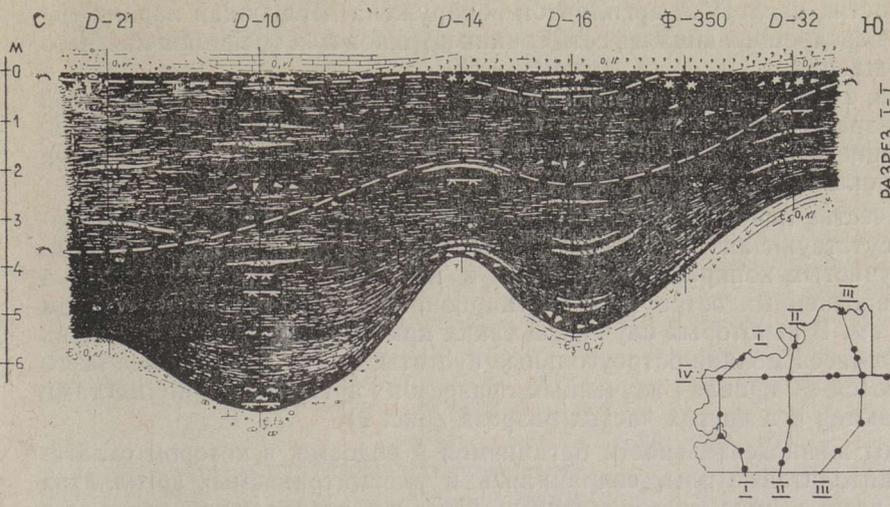
Благодаря слоистости аргиллитов удалось выявить ряд признаков, дополнительно проливающих свет не только на особенности самой слоистости, но и на условия образования аргиллитов. К таким признакам относятся образования, которые с некоторой долей условности могут быть интерпретированы как ходы илоедов, едва заметная рябь и очень мелкие трещинки усыхания (первые миллиметры). Последние обнаружены в относительно большом количестве разрезов (скв. *D-10*, *D-14*, *D-32*, *D-117*, *D-128*, *D-152*) без определенной закономерности в распространении как по латерали, так и по вертикали.

Образования, отнесенные к следам жизнедеятельности илоедов, прослеживались только на поверхностях наложения аргиллитов — в разрезах скв. *D-10* на трех уровнях, скв. *D-117* только на одном уровне, а в скв. *D-50* и *D-128* соответственно на семи и пяти уровнях. Сохранились они благодаря пиритизации этих поверхностей.

Очень мелкая рябь зафиксирована только в двух скважинах: в скв. *D-32* в верхней части разреза на одном уровне и в скв. *D-53* — в средней части разреза на двух уровнях.

Рис. 2. Литологические разрезы.

1 — известняк; 2 — глауконитовый песчаник; 3 — глина; 4 — граптолитовый аргиллит: а) относительно однородный, б) тонкослоистый; 5 — а) алеврит, б) песок; 6 — пирит: а) отдельными кристаллами, б) в виде цемента и конкреций; 7 — прослой или линзы кварцевого алеврита, местами пиритизированного; 8 — антраконит; 9 — горизонтальные следы илоедов; 10 — трещины усыхания; 11 — известковистость; 12 — детрит брахиопод; 13 — участки с мелкой косой, наклонной или линзовидной слоистостью; 14 — граница интервала с граптолитами в аргиллитах.



Кроме вышеописанных образований, в скв. *D-14*, *D-35* и *D-53* на поверхностях наслоения аргиллитов обнаружена неглубокая параллельная или перекрещивающаяся сеть тонких штрихов или трещинок неясного происхождения.

В скв. *D-16* на одной поверхности наслоения примерно в средней части разреза аргиллитов встречены какие-то нитевидные образования, расходящиеся в виде пучка размером 3 см, о происхождении которых судить пока трудно.

В качестве почти постоянного компонента в граптолитовых аргиллитах присутствуют антракониты — или в виде хорошо выраженных радиально-лучистых конкреций размером в несколько сантиметров, или в виде разрозненных остроугольных карбонатных кристаллов размером менее 1 см. В некоторых случаях о таких кристаллах напоминают лишь сохранившиеся мелкие остроугольные пустоты. Антракониты чаще всего встречаются в кровле изученных разрезов аргиллитов, но местами наблюдаются и в других частях разреза (рис. 2).

Следы жизнедеятельности организмов в водоеме, в котором отлагались граптолитовые илы, сохранились в рассматриваемых аргиллитах прежде всего в виде многочисленных остатков граптолитов, которые в основном представлены разными видами рода *Rhabdinopora*. Частая встречаемость граптолитов в аргиллитах позволяет проследить в распределении их определенные закономерности.

В аргиллитах, кроме граптолитов, сохранились и мелкие фрагменты очень хрупких светлых тонкостенных брахиопод, но встречаются они гораздо реже граптолитов. Как уже говорилось выше, еще более редки следы жизнедеятельности илоедов в породе.

В качестве проблематичных следов жизни в изученных отложениях могут быть рассмотрены и мелкие цилиндрические образования длиной 2—3 мм при диаметре 1 мм, встреченные в нескольких разрезах аргиллитов (скв. *D-14* — на пяти уровнях, скв. *D-16* — на двух уровнях и скв. *D-35* — на одном уровне).

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что литологическое строение граптолитовых аргиллитов табасалуской пачки (или т. н. западной однородной фации аргиллитов) гораздо сложнее, чем предполагалось до сих пор. Аргиллиты оказались настолько разнообразными, что даже трудно подобрать приемлемые литологические критерии и более или менее выдержанные маркерные уровни для сравнения и расчленения отдельных разрезов на изученной территории. Наиболее целесообразным для расчленения толщи аргиллитов оказался критерий присутствия или отсутствия в них граптолитов или их детрита. Этот признак имеет определенное фациальное значение, поскольку граптолиты встречаются только при наличии в породе тонкой горизонтальной слоистости и более часто приурочены к горизонтальным поверхностям наслоения, покрытым тонким алевритовым налетом. Такие интервалы породы при изучении в полевых условиях прежде всего характеризуются тем, что под ударом молотка относительно легко раскалываются на «шайбы» (чаще всего через 0,5—1 см), причем поверхность скола бывает очень ровной. Относительно однородные неслоистые аргиллиты раскалываются гораздо хуже и при расколе дают неровный или раковистый излом. Граптолиты в таких аргиллитах обычно отсутствуют.

Однако следует отметить, что слоистость в аргиллитах и встречаемость граптолитов в них по объему не всегда совпадают: бывает слоистость без граптолитов, но граптолиты в неслоистых аргиллитах, как правило, не обнаруживаются.

Расположение интервала с граптолитами в разрезе аргиллитов тюрисалуской свиты имеет определенные тенденции (рис. 3). В направлении с юго-запада на северо-восток рассматриваемой территории наблю-

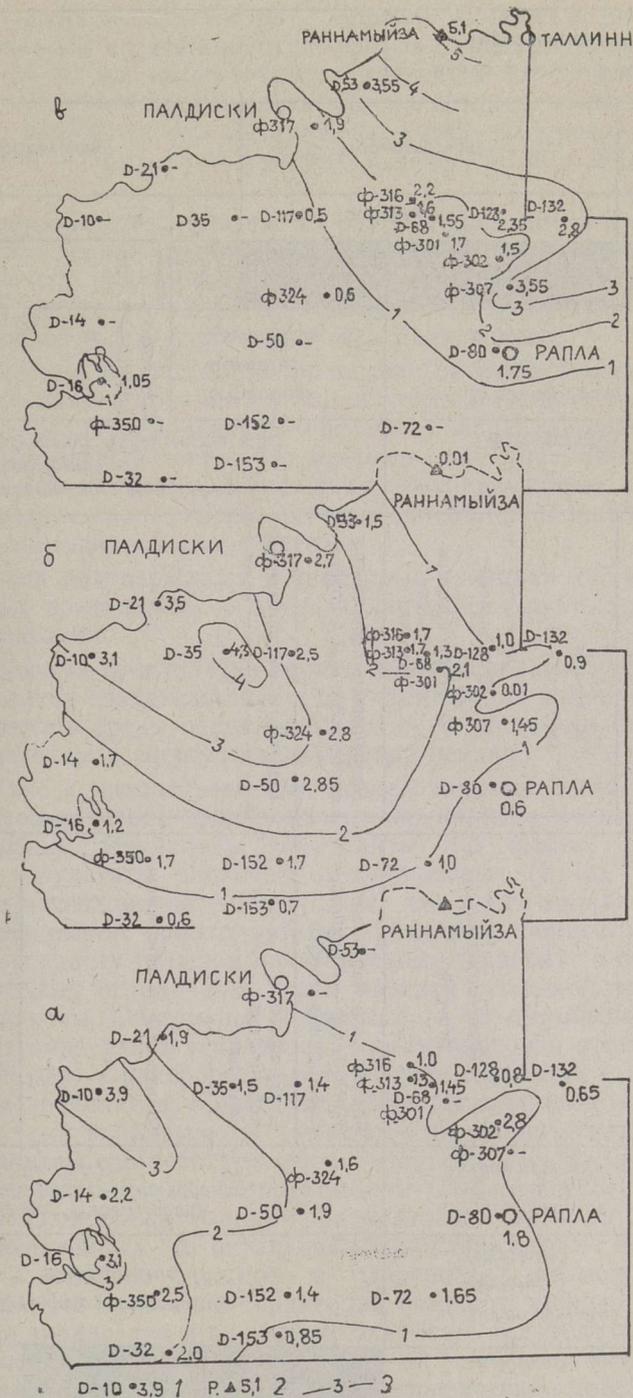
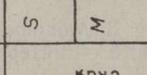
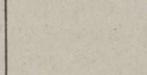
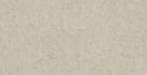
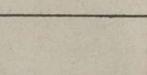
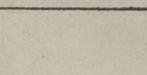
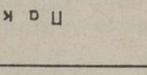
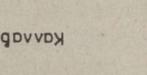


Рис. 3. Мощности граптолитовых аргиллитов: а — нижней части разреза без граптолитов, б — интервала аргиллитов с граптолитами, в — верхней части разреза без граптолитов.

1 — буровые скважины (слева номер, справа — мощность), 2 — обнажение (то же), 3 — изопахиты, м.

Юго-западная часть территории				Северо-восточная часть территории			
Горно-зонт	Сбита	Пач-ка	Раз-рез	Кордон-тобая зона	Гранто-литобая зона	Грантолитовая подзона	Гранто-литобая зона
Пакерортский	Калаберская	M		<i>Cordylodus rotundatus</i> — <i>Cordylodus labelliformis</i> s.l. (<i>Dicyonema labelliforme</i> s.l.)	<i>Clonograptus</i> <i>Didymograptus</i>	Грантолиты обнаружены	Калаберская
							
Пакерортский	Тюрсаульская	S		<i>Rhabdinopora labelliformis</i> s.l. (<i>Dicyonema labelliforme</i> s.l.)	<i>Clonograptus</i> <i>Didymograptus</i>	Грантолиты не обнаружены	Тюрсаульская
							
Варангский (Чертоузебы)	Варангская			<i>Drepanostodus detifer</i> <i>pristinus</i> <i>Clonograptus</i> <i>Didymograptus</i>	<i>Bryograptus broeggeri</i>	Грантолиты отсутствуют	Варангская
							
Варангский (Чертоузебы)	Тюрсаульская	S		<i>Rhabdinopora labelliformis</i> s.l. (<i>Dicyonema labelliforme</i> s.l.)	<i>Clonograptus</i> <i>Didymograptus</i>	Грантолиты не обнаружены	Тюрсаульская
							
Пакерортский	Калаберская	M		<i>Rhabdinopora labelliformis</i> s.l. (<i>Dicyonema labelliforme</i> s.l.)	<i>Clonograptus</i> <i>Didymograptus</i>	Грантолиты не обнаружены	Калаберская
							

S — суурьязская пачка калаберской сбты, X — по данным изучения обнажения Кейда-Йоа, X — по данным изучения обнажений Тынисмяги, Сухкрумьяги, Юлазе; M — маардуская пачка калаберской сбты.

дается «скольжение» граптолитов с верхней половины разреза толщи аргиллитов к низам ее. Мощности интервала с граптолитами максимальны (до 3,5—4,3 м) на северо-западе территории. Здесь максимальна и частота встречаемости граптолитов или их детрита: в скв. D-10, D-14, D-21 и D-35, например, они обнаружены на 49—61 уровне, в то время как в скв. D-68 — всего на 15 уровнях, а в скв. D-128 и D-132 — только на шести.

Изменение мощностей трех частей разреза аргиллитов — нижней безграптолитовой, средней граптолитовой и верхней безграптолитовой (рис. 3, а—в) — также происходит в направлении с юго-запада на северо-восток. Лучше всего это видно по перемещению максимума мощностей: а) в скв. D-10, б) в скв. D-35 и в) в обн. Раннамыйза.

Таким образом, на основании проведенных литологических исследований граптолитовых аргиллитов тюрисалуской свиты можно говорить о том, что в позднекремадокском бассейне осадконакопления господствовали тиховодные условия. Но местами на фоне общего затишья водной среды там возникали небольшие движения, которые время от времени приводили к образованию мелкой косой, наклонной, мелковолнистой или линзовидной слоистости.

Такой вывод подтверждают и некоторые признаки, обнаруженные в граптолитовых аргиллитах, — очень мелкие следы ряби, ходы илоедов, трещинки усыхания.

Приуроченность граптолитов только к определенным частям разреза толщи аргиллитов свидетельствует, по-видимому, об изменчивости некоторых параметров среды осадконакопления, в частности гидрохимического режима воды и скорости захоронения осадка.

В комплексе с литологическими исследованиями было проведено и фаунистическое изучение граптолитовых аргиллитов по керну этих же буровых скважин. Изучались граптолиты (Д. Кальо) и конодонты (В. Вийра), результаты частично опубликованы (Kaljo, Viira, 1989). Проведенные исследования подтвердили, что в юго-западной половине изученной территории граптолитовые аргиллиты тюрисалуской свиты относятся по возрасту только к пакерортскому горизонту и по стратиграфическому объему ограничены лишь верхней большей частью одной конодонтовой зоны *Cordylodus rotundatus* — *C. angulatus* (таблица). В северо-восточной части территории (ориентировочно восточнее линии Палдиски—Рапла) к пакерортскому горизонту относится только нижняя часть разреза аргиллитов, а преобладающая по мощности верхняя часть принадлежит уже варангускому (бывшему цератопигевому) горизонту, что по конодонтам соответствует зоне *Drepanoistodus deltifer pristinus*, а по граптолитам — зоне *Clonograptus* и *Didymograptus*. Поскольку стратиграфический объем толщи граптолитовых аргиллитов оказался довольно ограниченным, то внутренняя корреляция их по всей территории — задача довольно сложная и разрешимая, возможно, лишь на уровне подзон. На изученной территории наиболее широко распространенной как на западе, так и на востоке оказалась граптолитовая подзона *Rhabdinopora flabelliformis multithecata* — *R. f. anglica*, которая и принята за корреляционный уровень. Стратиграфическое положение граптолитовых аргиллитов тюрисалуской свиты в западной (юго-западной) и восточной (северо-восточной) частях изученной территории показано в обобщенном виде в таблице.

Итак, считавшиеся литологически однородными граптолитовые аргиллиты Западной Эстонии оказались практически повсеместно слоистыми. Преобладающая в них выдержанная или прерывистая параллельная горизонтальная слойчатость считается для илистых отложений вообще наиболее характерной и широко распространенной. Она образуется в результате выпадения илистых частиц из суспензии в условиях

отсутствия даже слабых движений водной среды (Potter и др., 1980; Рейнек, Сингх, 1981). К тому же выявляются, хотя и относительно редко, текстурные признаки (косая, линзовидная и волнистая слоистость, очень мелкие следы ряби и трещинки усыхания), позволяющие предполагать относительно мелководные условия их образования. Кроме того, косвенным доказательством мелководности тремадокских граптолитовых аргиллитов является их положение в разрезе между мелководными подстилающими оболовыми песками и вышелегающими глауконит-содержащими отложениями, на что обращалось внимание уже более полувека назад (Scupin, 1922). Аналогичный довод приведен и для обоснования мелководного происхождения всего среднекембрийского-нижнеордовикского черносланцевого комплекса (Alum Shale — *Dictyonema* Shale) Балтоскандии (Thickpenny, 1984).

Автор выражает искреннюю признательность коллегам Т. Оя и Х. Бауэрту за помощь в распиливании керн изученных буровых скважин.

ЛИТЕРАТУРА

- Кальо Д., Кивимяги Э. О распределении граптолитов в диктионемовом сланце Эстонии и разновозрастности его фаций // Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1970, 19, № 4, 334—341.
- Кальо Д. Л., Кивимяги Э. К. Зональное расчленение тремадока Эстонии // Граптолиты и стратиграфия. Таллинн, 1976, 56—63.
- Кивимяги Э., Теэдумяэ А. Результаты комплексной оценки вскрышных пород месторождения фосфоритов Тоолсе // Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1971, 20, № 3, 243—250.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М., 1981, 81—112.
- Хейнсалу Х. Н. Литология фосфатоносных отложений тремадока Северной Эстонии. Автореф. канд. дис. Таллинн, 1981.
- Хейнсалу Х. Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геол., 1987, 36, № 2, 66—78.
- Kaljo, D., Viira, V. Co-occurrences of conodonts and graptolites in the Estonian early Tremadoc // Proc. Acad. Sci. Estonia. Geol., 1989, 38, N 3, 97—100.
- Potter, P. E., Maynard, J. B., Pryor, W. A. Sedimentology of Shale. Springer-Verlag, New York etc., 1980, 17—46.
- Scupin, H. Ist der Dictyonemaschiefer eine Tiefseeablagerung? // Z. Dtsch. geol. Ges., 1922, 73, N 6/7, 153—155.
- Thickpenny, A. The sedimentology of the Swedish Alum Shales // Fine-grained Sediments: Deep-water Processes and Facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford etc., 1984, 511—525.

Институт геологии
Академии наук Эстонии

Поступила в редакцию
6/II 1990

Heljo HEINSALU

LOODE-EESTI HILIS-TREMACI GRAPTOLIITARGILLIITIDE LITOLOOGIAST JA STRATIGRAAFIAST

Alamordoviitsiumi Türisalu kihistu Tabasalu kihistiku (O₁rT) graptoliitargilliitide (diktüoneemakilda) paksus uuritud alal kõigub 1,5—7,0 m piirides. Praktiliselt kogu läbilõike ulatuses esineb peen horisontaalkihilisus: tumedas orgaanikarikas põhimassis on heledamad aleuropeliitsed või jämepeliitsed, ca 0,5—2 mm paksused, pidevad või katkendlikud, erineva esinemissagedusega vahekihikesed. Harvem esineb mõnesentimeetriste intervallidena ka väga väikesemõdulist põimjaskihilisust, läätst ja lainjat peenkihilist. Horisontaalsetel kihipindadel on leitud ussikäike, väga väikesi viremärke ja kuivuslõhesid. Esineb antrakiidikonkretsioone ja püriidipesakesi. Kõik need tunnused paiknevad läbilõigetes ilma seaduspärata, moodustamata litoloogiliseks korrelatsiooniks vajalikke

markertasemeid. V. Viira konodontiuringud näitavad, et territooriumi lääneosas (Paldiski—Rapla jooneni) kuulub kogu argilliidilasund Pakerordi lademe kõige ülemisse — *Cordylodus rotundatus*'e — *C. angulatus*'e-tsooni. Ida pool sellest joonest on läbilõike ülemine osa aga juba esindatud Varangu (*Ceratopyge*) lademe *Drepanoistodus deltiifer pristinus*'e tsooniga (tab.). D. Kaljo uuringute põhjal võimaldavad graptoliidid teha ka argilliidikompleksi sisemist biostratigraafilist liigestust alamtsoonide tasemel, kusjuures korrelatsioon lääne- ja idapoolsete läbilõigete vahel on võimalik ainult *Rhabdinopora flabelliformis multithecata* — *R. f. anglica* alamtsooni tasemel. Graptoliitide esinemine argilliidiläbilõigetes ei ole kaootiline, vaid koondunud teatud intervalli, mille paigutus ja paksus on näidatud joonisel 3.

Heljo HEINSALU

ON THE LITHOLOGY AND STRATIGRAPHY OF LATE TREMADOC GRAPTOLITIC ARGILLITES OF NORTH-WEST ESTONIA

The thickness of graptolitic argillites (*Dictyonema* Shale) of the Tabasalu Member (*O₁trT*) of the Lower Ordovician Türisalu Formation ranges from 1.5 to 7.0 m in the study area (Fig. 1). Practically the whole section is characterized by thin horizontal lamination: dark organic-rich rock contains lighter about 0.5—2 mm thick continuous or discontinuous aleuro-pelitic or coarse-pelitic laminae of variable frequency (Fig. 2). More rarely also very small cross bedding, lenticular and wavy thin bedding occurring by intervals of some centimetres are observed. The horizontal bed surfaces bear trace fossils, very small ripple marks, and mud cracks. Anthraconite and pyrite concretions are met with. All these features are irregular and do not form marked levels in the section, needed for lithological correlation. Conodont studies carried out by V. Viira have shown that in the western part of the territory (towards Paldiski—Rapla line) the whole argillite band belongs to the uppermost—*Cordylodus rotundatus*—*C. angulatus*—Zone of the Pakerort Stage. To the east of this line, however, the upper part of the section is represented already by the *Drepanoistodus deltiifer pristinus* Zone of the Varangu (*Ceratopyge*) Stage (Table). Data on graptolites obtained by D. Kaljo permit to make biostratigraphical subdivision on the level of subzones also inside the argillite complex, whereas correlation between the western and eastern sections is possible only on the level of the *Rhabdinopora flabelliformis multithecata*—*R. f. anglica* Subzone. In argillite sections the occurrence of graptolites is not chaotic, but they concentrate in a certain interval, the location and thickness of which is shown in Fig. 3.