

УДК 551.252 : 551.3.053(474.2)

В. ПУУРА, И. ТУУЛИНГ

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ РАННЕОРДОВИКСКИХ КЛАСТИЧЕСКИХ ДАЕК НА О-ВЕ ОСМУССААР

В течение ряда лет авторы изучали трещиноватость ордовикско-силурийской карбонатной толщи Северной Эстонии. Их интересовала проблема этапности и последовательности образования трещин. Особый интерес представляли трещины с заполнениями, по которым возможно судить и о вертикальной проницаемости флюидов в толщу. Уже с XIX века известны проявления кластических даек в нижнем ордовике о-ва Осмуссаар. О них писали Э. Эйхвальд (Eichwald, 1840), А. Д. Озерский (1844) и В. В. Соколов (1844), которые указывали на связь осадочных жил с локальными куполовидными структурами. Строение осмуссаарских кластических даек в XX веке описывали А. Эпик, который увязывал их возникновение с землетрясениями в раннем ордовике (Õrik, 1927), и К. К. Орвику (1960). Последний объяснял возникновение жил с тектоническим поднятием дна моря (вызвавшее образование трещин) и общим геологическим развитием мелководной зоны раннеордовикского моря в Северо-Западной Эстонии.

В результате полевых исследований на острове в 1985—1986 гг. получены новые данные о трещиноватости карбонатных пород, строении и геологической позиции осмуссаарских осадочных жил. Последние являются своеобразной геологической достопримечательностью острова. Исследование жил и сопутствующих им явлений проливает свет также на специфические особенности раннеордовикской геологической и палеогеографической обстановки в мелководной зоне морского бассейна, о чем писал К. Орвику.

О-в Осмуссаар расположен на северной окраине Эстонской моноклинали — главной платформенной структуры на погребенном южном склоне Балтийского щита (Тектоника..., 1979). Клифф северной оконечности и северо-восточного берега острова, где на свежей абрадированной поверхности хорошо наблюдаются описываемые явления, представляет собой самый верхний из серии уступов Готландско-Ладожского (Балтийского) глинта, в данном месте в основном погруженных ниже уровня моря (Таммеканн, 1940, Martinsson, 1958). Полный разрез осадочного чехла изучен скважиной Осмуссаар 410, пробуренной под руководством Э. Кала в 1970 г. в средней части острова (рис. 1). Скважиной вскрыты кристаллические породы архея в интервале 169,7—193,4 м (абсолютная отметка поверхности —165 м), вендские алевролиты и песчаники — в интервале 111,3—169,7 м и кембрийские алевролиты и песчаники — в интервале 18,6—111,3 м. Тремадокские пиритизованные оболочные песчаники, по данным Л. Пылма, встречены в интервале 18,6—18,8 м, керогеновые граптолитовые аргиллиты — 13,0—18,6 м (мощность пакерортского горизонта 5,8 м). Цератопигевый горизонт отсутствует. Латорпский горизонт (V_I) представлен лишь глауконитовым песчаником V_{1a} (интервал 8,5—13,0 м). Судя по данным Л. Пылма, в интервале 7,60—8,50 м скважиной вскрыт материал, напоминающий описываемые ниже осадочные жилы, в то время как слои верхней части латорпского (V_I), волховского (V_{II}) и кундаского (V_{III}) горизонтов не обнаружены. Азерский

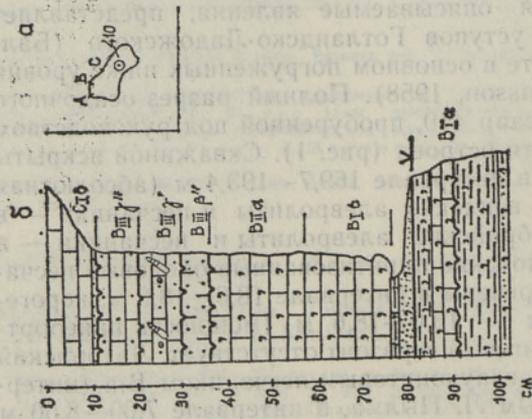
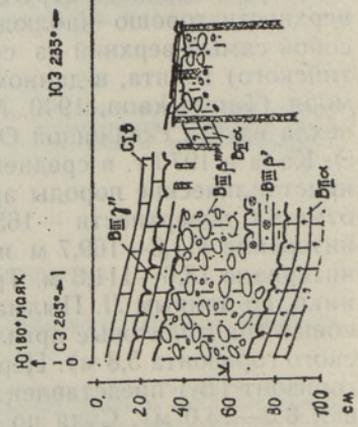
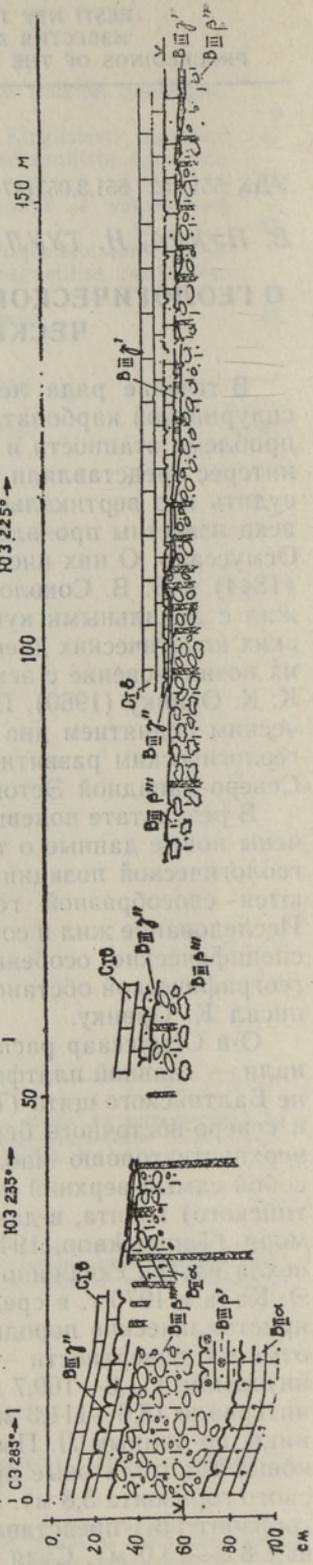


Рис. 1. а — местоположение куполовидных структур (А, В, С) и буровой скв. 410 на о-ве Осмуссаар; б — сводный разрез стратиграфического интервала В_{IIа}—С_{1б} по результатам измерений в разных частях куполов (А, В, С) без учета аномальных пластовых тел (см. рис. 2 и 3). Усл. обозн. см. рис. 3.



Ю 180° NOK
1 СЗ 285° → 1
0

Рис. 2. Схематический профиль отложений В_{IIа}—С_{1б} и осадочных жил на юго-западном склоне купола А. Усл. обозн. см. рис. 3.



Ю 225° →
100
150 м

(C_{1a}) горизонт на острове выклинивается. Под четвертичными отложениями в интервале 1,00—7,60 м описаны известняки ласнамягиского (C_{1b}) и ухакусского (C_{1c}) горизонтов.

Согласно наблюдениям, в северной части острова осадочные жилы локализируются в стратиграфическом интервале от верхней половины В_{1a} до основания C_{1b}. Этот интервал находится выше уровня моря только в трех куполовидных структурах (рис. 1) во время мелководья и обнажается прямо у уреза воды в краевых частях куполов, где хорошо наблюдается продолжение осадочных жил еще в пологой мелководной литоральной зоне моря. На сводах куполов, где легко денудированные породы В_{1a} (глауконитовые песчаники) и аргиллиты пакерортского горизонта находятся в зоне приобья, облик берегового обрыва резко изменяется: вертикальный клифф опускается прямо в море и комплекс с осадочными жилами разрушен. В зоне приобья наблюдаются многочисленные, «оторванные» от коренного залегания осадочные жилы. Необходимо добавить, что амплитуда описываемых структур составляет только около 1,5—3,0 м, а горизонтальные размеры в сечениях вдоль берега 75—150 м. На схеме острова (рис. 1, а) они в масштабе не выделяются. По существующим материалам составлен разрез отложений В₁—C_{1b} лишь для юго-западного склона купола А (рис. 2).

Нормальный фоновый разрез стратиграфического интервала с осадочными жилами (В_{1a}—В_{III}) вне зоны влияния куполовидных структур остается неизвестным. Сводный разрез этих отложений (рис. 1) составлен по результатам измерений в разных частях куполов А, В и С. В пределах этих мелких пологосклоновых структур происходит значительное сокращение мощности, а местами и полное выклинивание подразделений В_{III} (рис. 2 и 3). Локально на очень мелких (до 3 см) положительных формах доласнамягиской выровненной поверхности происходит выклинивание также базального слоя оолитового известняка C_{1b} (мощностью 1—2 см) (рис. 2, 3, а). Пока не ясен, но представляет интерес вопрос об изменении мощности волховских и более древних слоев на куполах.

Другая особенность седиментации на куполах — это локальное появление двух дополнительных (аномальных) слоев в разрезе В_{III} (табл. 1, рис. 2, 3): а) глинистого известняка со скелетными остатками иглокожих и других бес позвоночных и ходами илоедов (В_{III}β') между глауконитовым известняком волховского горизонта (В_{IIa}) и известковым песчаником валастеского подгоризонта кундаского горизонта (В_{III}β''); б) песчаникового конгломерата (В_{III}β''') между В_{III}β'' и известковым песчаником алуояского подгоризонта (В_{III}γ') (использована условная индексация). Материал окатанного средне- до крупногалечного конгломерата В_{III}β''', как и песчаниковый цемент в нем, визуально по структуре и составу не отличимы от известкового песчаника В_{III}β''.

Устанавливается, что образование дополнительных в сравнении с нормальным разрезом слоев происходило в локальных эрозионных ваннах, выработанных на сводах всех трех куполов. На куполе С, где впервые зафиксирована позиция серовато-зеленого известняка В_{III}β', четко прослеживается его залегание в эрозионной ванне глубиной около 20 см, врезанной в поверхность волховского глауконитового известняка (рис. 3, е). Мощность известняка В_{III}β' (рис. 3, д, е, ж) колеблется в пределах 0,10—0,34 м. Горизонтальные размеры пластообразного тела известняка В_{III}β' на куполе С не менее 12 м, на куполе А, вероятно, больше, однако они трудно устанавливаются ввиду того, что этот слой в значительной степени разрушен перед формированием верхнего локально развитого слоя В_{III}β''.

Конгломерат В_{III}β''' мощностью 0,15—0,51 м локализуется в эрозионных ваннах, сформировавшихся в слоях В_{III}β'', В_{III}β' и В_{IIa} (рис. 2, 3, в, г, д, е, ж). Наблюдаемая горизонтальная протяженность конгломе-

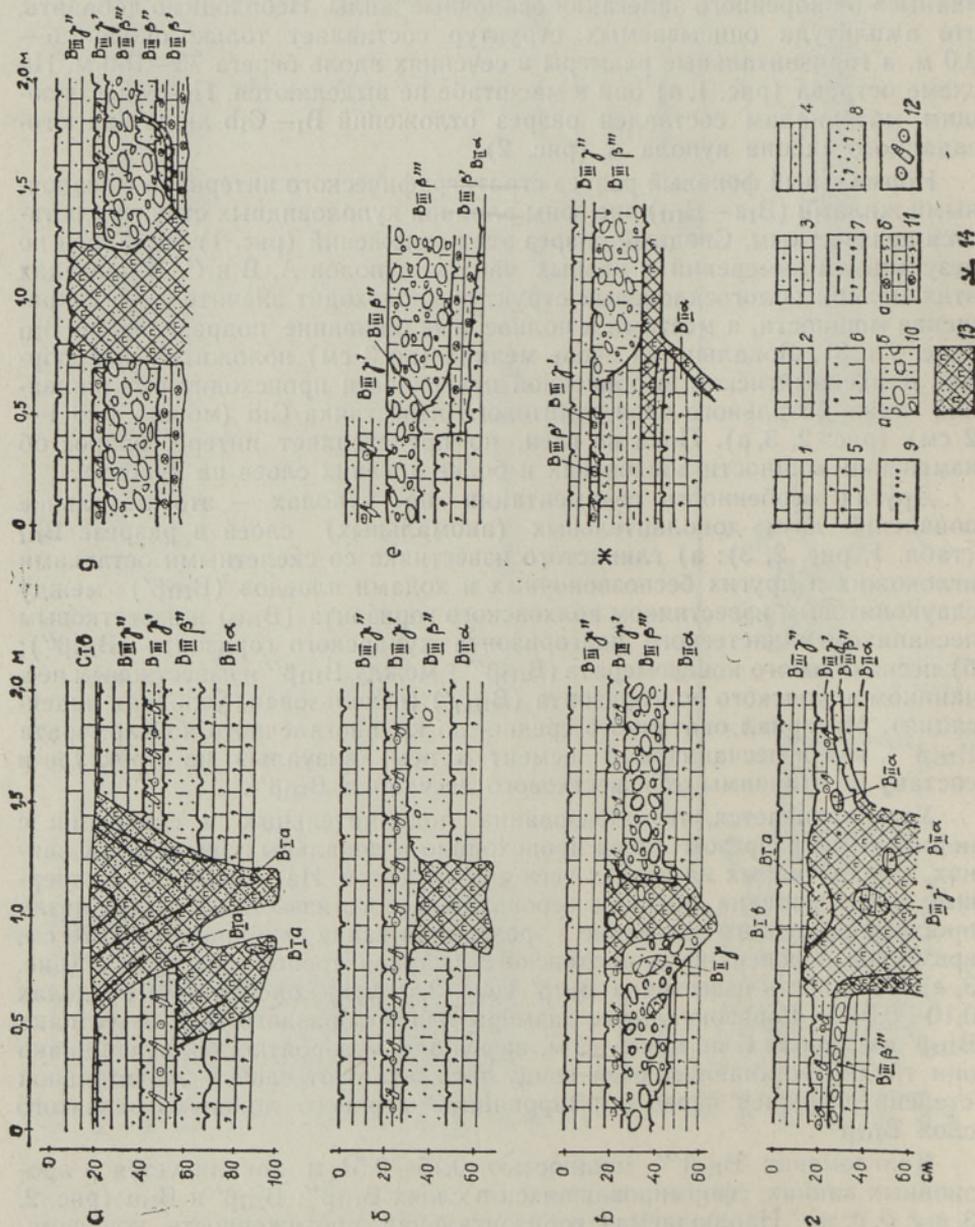


Рис. 3. Детальные зарисовки соотношений вмещающих пород $V_{IIa}-C_{Ib}$ и аномальных жильных и пластовых тел возрастных $V_{III\beta'}-C_{Ib}$ на юго-восточном склоне купола С (а—г) и юго-восточном склоне купола В (ж). 1 — известняк, 2 — песчаный известняк, 3 — песчаный известняк с железистыми оолитами, 4 — глауконитовый известняк, 5 — известковый песчаник, 6 — глауконитосодержащая глина, 7 — глауконитовый песчаник, 8 — глинистый глауконитовый песчаник, 9 — известковые песчаниковые: а — конгломерат, б — брекчия; 10 — глинисто-песчаный известняк; а — с остатками иглокожих, б — с ходами иловод; 11 — сифонный наutilusoidей, 12 — жильный известковый песчаник пиритизованный, 13 — уровень воды.

Распределение мощностей подразделений кундаского горизонта
и аномальных слоев $V_{III\beta'}$, $V_{III\beta''}$ на куполовидных структурах А, В, С
(по рис. 1)

Индекс подразделения		Мощность, м			Краткое литологическое описание
Нормальный разрез	Аномальный разрез	Купол А	Купол В	Купол С	
$V_{III\gamma''}$		0—0,1	0—0,9	0—0,2	Зеленовато-серый известняк с песчаным материалом
$V_{III\gamma'}$		0—0,4	остатки	0—0,15	Зеленовато-серый песчаный известняк с множеством наутилоидей
	$V_{III\beta''}$	0,3—0,51	0—0,25	0—0,50	Известково-песчанниковый конгломерат в основном из материала $V_{III\beta'}$ и $V_{III\gamma'}$
$V_{III\beta''}$		меняется на склоне	остатки	0—0,14	Буровато-серый известковистый песчаник
	$V_{III\beta'}$	0—0,16	0—0,34	0—0,11	Серовато-зеленый глинисто-песчаный известняк с остатками иглокожих и ходами илоедов

рата на куполе С составляет более 50 м, а на куполе А — около 150 м. Бугристая поверхность $V_{III\beta''}$ хорошо препарирована на куполе А.

Прежде чем перейти к описанию осадочных жил, следует заметить, что в некоторых случаях образование конгломерата $V_{III\beta''}$ застало незавершенный процесс формирования ванн: блоки отторгнутых со дна ванн пород V_{IIa} находятся в наклонном положении (рис. 2, левая часть), а образованные при этом горизонтальные, вертикальные и наклонные трещины заполнены известковым песчаником. Края этих блоков совпадают с расширенными трещинами, в которых впоследствии формировались осадочные жилы. Последние образуют сложную, нерегулярную полигональную систему (сеть), так что протяженные прямолинейные жилы отсутствуют (рис. 4). На сводах куполов ограниченные жилами многогранные ванны имеют поперечник 1—3 м, на склонах куполов размеры их значительно больше и, следовательно, жилы встречаются реже, но их прямолинейные отрезки длиннее. Как указано выше, жила разбурена скважиной 410 и по структурным данным не исключено наличие купола также в середине острова. С другой стороны, не исключено и наличие жил за пределами куполов.

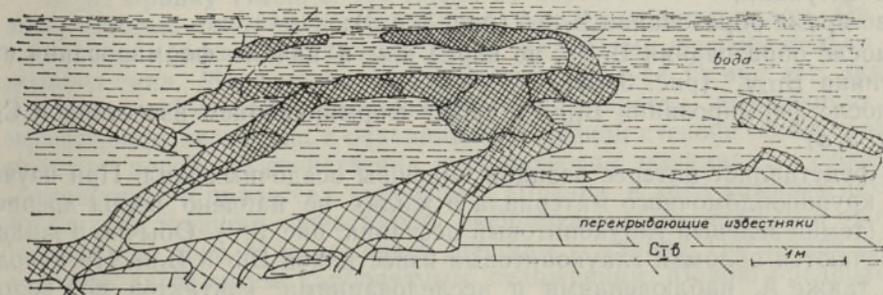


Рис. 4. Фрагмент системы осадочных жил на куполе В (выполнен в перспективе). Штриховкой показаны осадочные жилы, наблюдаемые ныне как положительные формы микрорельефа дна мелководной прибрежной полосы моря.

Основной объем осадочных жил заполнен неравномерно пиритизованным песчаником на карбонатном цементе, макроскопически сходным с известковым песчаником $V_{III\beta''}$ или $V_{III\gamma'}$. Однако, осадочные жилы включают заметное количество в различной степени окатанных обломков вмещающих пород, начиная от глауконитового песчаника V_{Ia} . Часто обломки пород V_I — V_{II} выведены под контакт с $V_{III\gamma''}$ (рис. 3, *г*) или даже $C_{I\beta}$, где они сверху отшлифованы при формировании поверхностей перерыва. Некоторые обломки из зияющих трещин выведены в слои $V_{III\beta''}$, $V_{III\beta'''}$ (рис. 3, *в*) или $V_{III\gamma'}$ (рис. 3, *г*). Следует отметить, что наряду с перемещением крупнообломочного материала снизу вверх наблюдается поступление крупноразмерного материала сверху вниз: особенно наглядно это проявляется на примере обломков сифонов цефалопод, характерных для слоя $V_{III\gamma'}$ (рис. 3, *г*). Все это свидетельствует об обмене вещества снизу вверх и сверху вниз между жильной и нормальной осадочной (пластовой) фациями песчаных отложений.

Историю формирования осадочных жил более полно можно раскрыть, исходя из их соотношений со слоями нормального и аномального разрезов кундаского горизонта. К. К. Орвику (1960) считал, что жилы бывают разновозрастные, но в основном они образовались в алуояское ($V_{III\gamma}$) время, в отличие от более раннего высказывания А. Эпика, который считал основным временем их формирования валастеское ($V_{III\beta}$) (Örik, 1927). Уже из вышеприведенного рассмотрения элементов аномального разреза V_{III} следует, что процесс формирования пространства для образования жил начался до появления «нормального» слоя $V_{III\beta''}$ и, возможно, даже до времени образования аномального слоя $V_{III\beta'}$. Таким образом, время появления описанных осадочных ванн и исходных открытых трещин соответствует седиментационному перерыву между V_{IIa} и $V_{III\beta}$, т. е. вяэнаскому ($V_{II\beta}$), лангевояскому ($V_{III\gamma}$) и хундерумскому (V_{IIIa}) временам.

Заполнение созданного свободного пространства трещин происходило длительное время в течение $V_{III\beta}$ и $V_{III\gamma}$, но, вероятнее всего, в связи с дискретными региональными событиями поступления песчаного материала в бассейн седиментации. На рис. 3 показаны различные наблюдаемые в обнажениях соотношения жильных и пластовых тел возраста $V_{III\beta'}$ — $V_{III\gamma''}$. Наиболее раннее поступление песка имело место, если не иметь в виду возможную постседиментационную инъекционную природу жилы, в серовато-зеленом известняке $V_{III\beta'}$ (рис. 3, *ж*) во время формирования этого нижнего аномального тела. Последующие этапы поступления песка и заполнения жил датируются более четко:

- во время формирования известкового песчаника $V_{III\beta''}$ (рис. 3, *г*);
- во время формирования конгломерата $V_{III\beta'''}$ (рис. 3, *в, д*);
- после формирования $V_{III\beta''}$, но до формирования $V_{III\gamma'}$ (рис. 3, *б*), т. е. во временном интервале образования $V_{III\beta'''}$, но в иной геологической ситуации;
- во время образования $V_{III\gamma'}$ (рис. 3, *г, д*);
- после образования $V_{III\gamma'}$, но перед или в начале формирования известняка $V_{III\gamma''}$ (рис. 3, *д*);
- после формирования $V_{III\gamma''}$, перед формированием известняков $C_{I\beta}$ (рис. 3, *а*).

Представляет интерес позиция подошвы осадочных жил. При изучении крупнообломочного материала в жилах не найдено пород древнее V_{Ia} (темно-зеленый глауконитовый песчаник, рис. 3, *г*). Обычно в жилах встречаются обломки глауконитовых известняков $V_{I\beta}$ и V_{IIa} . На куполе C , а также A , наблюдениями и исследованиями контактов под водой устанавливается, что подошва осадочных жил обычно находится на уровне верхней части V_{Ia} , где находятся прослои пластического глинистого глауконитового песчаника. С таким наблюдением хорошо согла-

суются также вертикальные размеры «вырванных» из коренного залегания жил пиритизованных карбонатных песчаников, наблюдаемых в зоне прибоя у подножья клиффа. Прямыми измерениями вертикальных размеров жил получены значения в пределах 0,4—0,7 м. Минимальные размеры характерны жилам, которые пересекают только породы V_{IIa} и маломощный слой $V_{III\beta}''$ (рис. 3, б), а максимальный — в случаях большой мощности конгломерата $V_{III\beta}'''$ или же пересечения жилой всех слоев, вплоть до подошвы C_{Ib} (рис. 3, а). Таким образом, более древние жилы обычно имеют меньшую, а более молодые — большую вертикальную протяженность.

Морфология жил в поперечном сечении часто колоколообразно расширяется кверху (рис. 3, а, в, г). При этом нередко одна из стенок жилы может быть ступенчатой ввиду многоэтапности ее формирования (рис. 3, а). Ширина (мощность) обычных крупных жил достигает 0,5—1,0 м и более. Сложные жилы с признаками многоэтапного формирования обычно широкие, а простые жилы могут быть узкими (до 10 см, а апофизы даже меньше).

Подошва осадочных жил обычно волнистая, слегка выпуклая или вогнуто-выпуклая, кровля — выпуклая бугристая или плоская.

Бросающиеся в глаза текстурные элементы обусловлены пиритизацией, имеющей, вероятно, диагенетическую природу. Первичные седиментационные соотношения разновозрастных частей жил плохо устанавливаемы. Пиритизация более характерна жильным, чем пластовым фациям песчаников: при прослеживании перехода единого тела песчаника из жилы в пласт она за пределами жилы затухает. Судя по распределению пирита, диагенетическая пиритизация более интенсивно проявлялась в поздние этапы формирования жил.

Из вышесказанного вытекает, что формирование широких эрозионных ванн на поверхности V_{IIa} , а также открытых трещин, вмещающих кластические дайки, — процессы взаимосвязанные и, в грубых чертах, одновременные. Возможно, что расширение трещин, обусловленное процессами растворения (карста), являлось спусковым событием для «отбойки» блоков пород из межтрещинного пространства под влиянием волновой деятельности и, таким образом, для выработки широких эрозионных ванн на куполах. Однотипный процесс выработки ванн проявлялся не менее, чем дважды: 1) перед отложением $V_{III\beta}'$ и 2) после отложения $V_{III\beta}''$ (перед $V_{III\beta}'''$), с унаследованностью местоположения ванн первой генерации.

Образование расширенных трещин происходило в более длительном временном интервале, чем эрозионных ванн. Также и формирование кластических даек происходило отдельными событиями до семи раз, в то время как заполнение эрозионных ванн специфическими пластовыми телами происходило только дважды.

К. К. Орвику (1960, с. 77) писал об образовании тектонических трещин, которые заполнялись жильным осадочным материалом. Он выделил осмуссаарский и пакриский типы жил. Нами изучены только жилы первого типа. Морфология наблюдаемых на о-ве Осмуссаар зияющих «трещин» небольшой вертикальной протяженности, вмещающих жилы известкового песчаника с окатанными в разной степени обломками вмещающих пород, не свойственна тектоническим трещинам, а скорее свидетельствует о процессах коррозии и абразии, в ходе которых исходные небольшие трещины существенно расширены. Полигональный узор осадочных жил (рис. 4) напоминает трещины усыхания. Последние в общем не очень характерны карбонатным отложениям. Можно предположить, что в данном случае важное значение имело то обстоятельство, что в перерыве седиментации между V_{IIa} и $V_{III\beta}$ верхнелаторпские (V_{Ib}) и нижневолховские (V_{IIa}) известняки общей мощностью только около

0,4 м залежали на мощной песчано-глинистой подушке. При усыхании верхней части такой подушки не исключено образование сетки трещин в тонкой карбонатной покровке. Однако не исключено, что правдоподобно также образование исходных трещин под влиянием землетрясений, как это предполагал А. Эпик (Örik, 1927). Еще одна теоретическая возможность — объяснить происхождение исходных трещин в известняках $V_{\text{д}}$ — $V_{\text{ца}}$ формированием куполовидных структур непосредственно в течение седиментационного перерыва либо под влиянием подвижек блоков фундамента, либо в результате неравномерного компакционного сокращения мощности терригенно-глинистой толщи венда—нижнего ордовика (тремадок) над более древними поднятиями фундамента и вне их (о наличии таких куполов фундамента, однако, прямые данные отсутствуют). Относительное поднятие поверхности терригенно-глинистых толщ могло вызвать наблюдаемую нерегулярную трещиноватость в перекрывающем маломощном слое известняков.

Постоянная и небольшая глубина коррозионных ванн свидетельствует об определенной ограниченности потенциала как коррозионной деятельности (неглубокий базис эрозии), так и поверхностной абразии (недостаточная сила волновой деятельности в обширном, крайне мелководном бассейне с ровным дном).

Исследователи считают, что песчаный материал известковых песчаников $V_{\text{цв}}$ и $V_{\text{цг}}$ и осадочных жил имеет единое происхождение и связан с его поступлением с северо-запада (Мянниль, 1966). То обстоятельство, что жилы образовались в перерывах осадконакопления $V_{\text{ц}}$, свидетельствует о транзите песчаного материала также в течение этих седиментационных перерывов.

В заключение следует отметить, что своеобразие геологического разреза интервала $V_{\text{ц}}$ — $V_{\text{ц}}$ на о-ве Осмуссаар обусловлено раннеордовикскими экзогенными процессами коррозии и абразии, многократно чередовавшимися за этот промежуток времени и обусловившими аномальные условия седиментации (седиментационные ловушки). Наиболее благоприятные условия для образования коррозионных зияющих трещин и абразионных седиментационных ванн имелись на куполовидных структурах, существовавших уже к началу рассматриваемых процессов. Здесь уместно добавить, что осадочные жилы не имеют ничего общего с более поздней общей трещиноватостью карбонатной толщи (диаклазы), пересекающей под разными углами кластические дайки и характеризующейся прямолинейностью и большой протяженностью. Результаты исследования общей трещиноватости на о-ве Осмуссаар заслуживают специального рассмотрения.

Авторы признательны Р. Мяннилю за консультацию и Л. Пылма за предоставление материалов по скв. 410,

ЛИТЕРАТУРА

- Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, 1966.
- Озерский А. Д. Геогностический очерк Северо-Западной Эстляндии. — Горный ж., 1844, 4, II, кн. V, 157—208.
- Орвику К. К. О стратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, V, 45—87.
- Соколов В. В. Геологическая поездка по остзейским губерниям. — Горный ж., 1844, 4, I, кн. III, 313—348.
- Тектоника Прибалтики. Вильнюс, 1979.
- Eichwald, E. Kurze Anzeige geognostischer Untersuchungen Estlands und einiger Inseln der Ostsee Estlands. — In: Die Umwelt Russlands, H. 1. St. Petersburg, 1840, 1—24.

- Martinsson, A. The submarine topography of the Baltic Cambro-Silurian area. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 1958, 38, N 1, 11—35.
- Tammekann, A. The Baltic Glint. A geomorphological study. Part I. Morphography of the Glint. — Publicationes Inst. Univ. Tartuensis Geographici, 1940, 24.
- Opik, A. Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologie von NW-Estland. — Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1927, 9.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
12/I 1987

V. PUURA, I. TUULING

OSMUSSAARE VARAORDOVIITSIUMI KLASTILISTE DAIKIDE GEOLOGIA

Osmussaare klastilised daikid on vaatluseks kättesaadavad kuplitaoliste struktuuride harjadel, kus nad paljanduvad saare põhjaosa panga jalamil otse veepiiril. Ebareeglipärane hulknurkne 0,1—1,0 m paksuste settesoonte võrk lokaliseerub alamordoviitsiumi Latorpi, Volhovi ja Kunda lademe lubjakivikihtides; soonte kõrgus on 0,4—0,7 m. Settesooni mahutavate, korrosioonist laiendatud lõhedega on seotud ka lokaalsete väikeste 0,2—0,4 m sügavuste settevaanide teke. Neis on moodustunud kaks lokaalse levikuga Kunda lademe kivimikihti. Settesoonte moodustumisel on võimalik eristada kuni seitse staadiumi, mis kõik tõenäoliselt langevad Kesk- ja Hilis-Kunda aega. Lõhede ja settevaanide teket saab seostada settimise katkestustega Hilis-Volhovi ja Kunda eal, mil eriti kuplite piires võis esineda intensiivne korrosioon ja abrasioon. Algselt võis ebakorrapärane lõhedevõrk tekkida kas kuivamisprotsessides (Volhovi ea lõpu ja Kunda ea alguse settelünga kujunemise ajal) või maaväringul.

V. PUURA, I. TUULING

GEOLOGY OF THE EARLY ORDOVICIAN CLASTIC DIKES OF OSMUSSAAR

The clastic dikes of the island Osmussaar (Estonia) are exposed on the crests of domelike structures at the foot of the northern cliffs just above the sea level. An irregular polygonal net of the 0.1—1.0 m thick and 0.4—0.7 m high sedimentary dikes occurs in the Ordovician limestones of the Latorp, Volkhov and Kunda Stages. The cracks containing sedimentary dikes have been widened by corrosion and connected with each other by the formation of small, 0.2—0.4 m deep local sedimentary basins, where two local rock layers of Kunda age have been formed.

Seven phases of the formation of the sedimentary dikes can be distinguished, most likely of Middle and Late Kunda age. The formation of cracks and local sedimentary basins was possibly induced by the sedimentary break and the resulting corrosion and abrasion, especially in the dome area, during Late Volkhov and Kunda age. Initially the irregular crack nets might be formed either by evaporation (during the Late Volkhov—Early Kunda hiatus) or by an earthquake.