

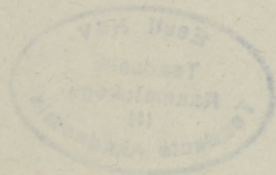
Ep. 5.12

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA
АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

GEOLOGIA INSTITUUDI
UURIMUSED

ТРУДЫ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ

V



TALLINN 1960

К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ОРДОВИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. К. РЫМУСОКС, Р. М. МЯННИЛЬ

Введение

Вопросы палеогеографии ордовика северо-западной части Русской платформы затрагивались в течение первых десятилетий текущего века лишь немногими исследователями. Р. Басслер (Bassler, 1911), исходя из распространения многочисленных обших для Северной Америки и Прибалтики среднеордовикских мшанок, полагал, что ордовикский бассейн северо-запада Русской платформы имел связь с Арктическим и Северо-Американским бассейнами вдоль восточного склона Балтийского щита (рис. 1А). Это предположение было поддержано почти всеми позднейшими авторами. О. Хольтедаль (Holtedahl, 1920) опубликовал палеогеографические карты, на которых бросается в глаза предполагаемый им Скандинавско-Шотландский барьер, отделяющий Балтийский бассейн от Атлантического (рис. 1Б). Почти аналогичная палеогеографическая схема была опубликована несколько лет спустя и А. Борном (Born, 1926) (рис. 1В). Х. Фребольд (Frebald, 1928), однако, резко возражает против существования такого барьера. На его картах вместо последнего указывается лишь наличие небольшого вытянутого в северо-восточном направлении острова. Следует обратить внимание и на намеченный А. Фребольдом остров в районе современного о-ва Готланд. Этот остров играл важную роль в развитии центральной части Балтоскандийского ордовикского бассейна; в течение нижнего ордовика он соединился с Балтийским щитом и превратился в полуостров.

Что касается оконтуривания Балтоскандийского ордовикского бассейна, то из-за отсутствия достаточных данных восточная его граница осталась на всех указанных схемах открытой. Южную же границу бассейна довольно определенно проводят в своих схемах О. Хольтедаль и А. Борн (рис. 1Б и В).

Все указанные авторы при составлении своих палеогеографических схем могли опираться почти без исключения только на данные, полученные при изучении выходов ордовикских отложений в Норвегии, Швеции и Северной Прибалтике. Естественно, что это обусловило определенную гипотетичность их построений.

В последнее время, в результате проходки многочисленных глубоких буровых скважин, наши знания о геологии и стратиграфии ордовика северо-западной части территории Советского Союза существенно до-

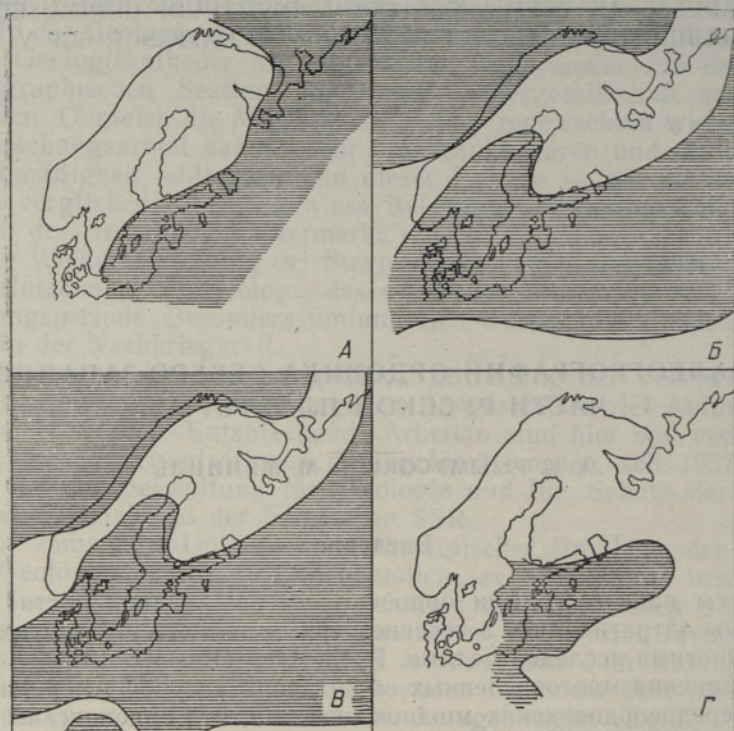


Рис. 1. Палеогеографические схемы ордовика северо-запада Русской платформы по различным авторам. А — время блекривера и трентона по Р. Басслеру (Bassler, 1911); Б — хаслопповое время по О. Хольтедалю (Holtedahl, 1920); В — лландейлское время по А. Борну (Born, 1926), Г — первая половина вирусской (среднеордовикской) эпохи по Б. С. Соколову и Е. П. Александровой (1952). Распространение моря показано штриховкой.

полнились. Первым обобщением богатого нового материала явились литологофациальные карты масштаба 1 : 3 000 000, составленные Б. С. Соколовым и Е. П. Александровой (1952). В последние годы А. Н. Гейслером (1956), Е. М. Люткевичем и М. И. Пейсиком (1957), а также А. С. Махначом (1958 и др.) и И. Ю. Пашкевичюсом (Paškevičius, 1957; Пашкевичюс, 1958, 1959) опубликованы работы, в которых авторы в той или иной мере касаются и связанных с палеогеографией ордовика северо-запада Русской платформы вопросов. Много ценных сведений имеется, кроме того, в неопубликованных отчетах различных авторов по глубокому разведочному и опорному бурению.

В настоящей статье на основании указанных материалов, а также обследованных самими авторами образцов и кернов многочисленных скважин рассматривается главным образом распределение мощностей ордовикских отложений в Балтоскандии. Данные о мощностях отложений, наряду с данными об их общем литологическом характере, и в условиях ордовика рассматриваемого бассейна являются весьма ценными показателями, позволяющими уточнить существующие положения о его палеогеографии. Принятая в статье стратиграфическая интерпретация разрезов буровых скважин в ряде случаев отличается от интерпретации, данной в соответствующих рукописных отчетах. Разрез скважины Норра Скаген (в Вестерготланде) интерпретирован согласно письмен-

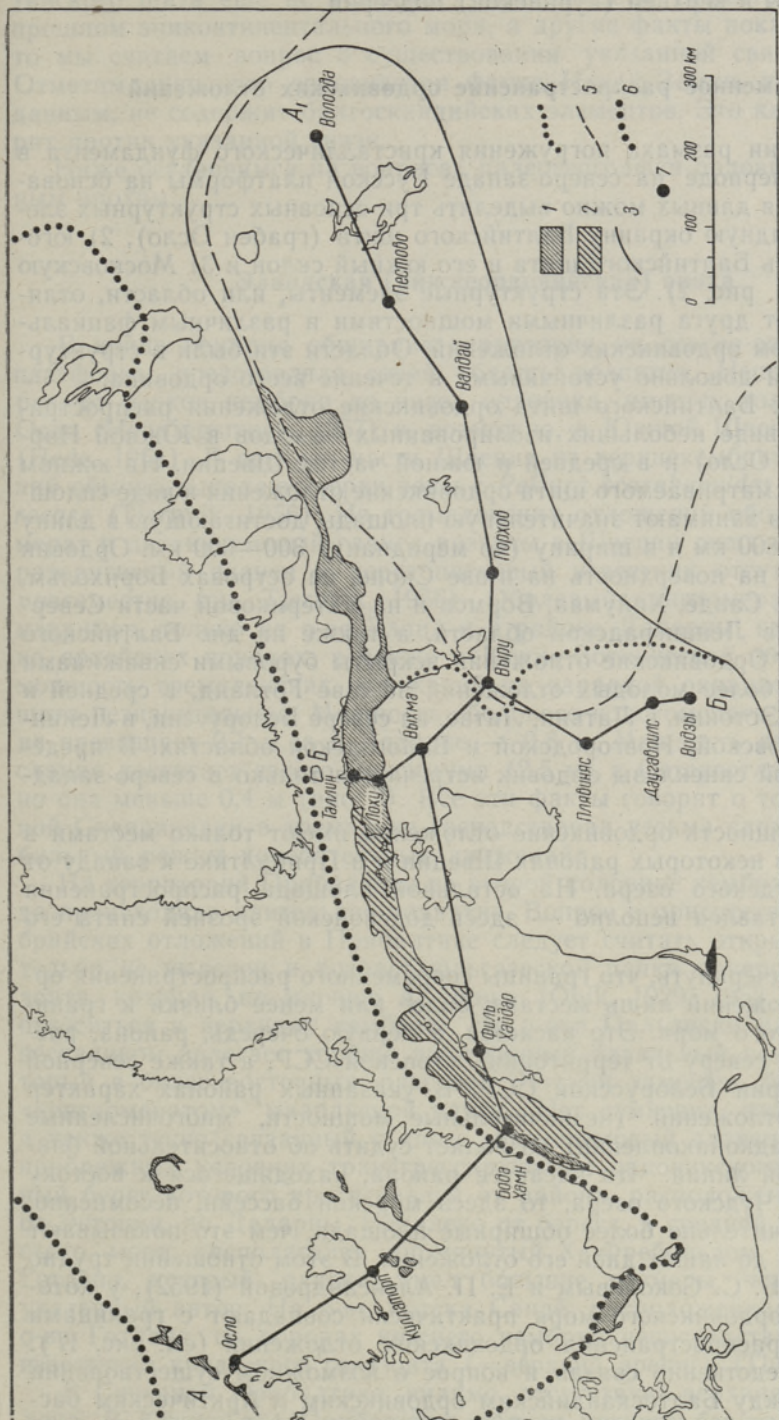


Рис. 2. Схема распространения ордовикских отложений в северо-западной части Русской платформы. 1 — выходы ордовика на материке и островах, 2 — выход ордовика на дне Балтийского моря, по А. Мартинсону (Martinsson, 1958); 3 — граница современного распространения ордовикских отложений; 4 — восточная граница распространения отложений с полной мощностью в Прибалтике; 5 — северо-западная граница Московский синеклизы; 6 — граница Балтийского шита; 7 — линия разрезов А—А₁ (рис. 3) и Б—Б₁ (рис. 4) с местонахождениями буровых скважин.

ному сообщению доктора В. Яануссона (Упсала, Швеция). При расчленении среднего ордовика в районе Осло слои с прослоями метабентонитов отнесены к верхней (курнаской) подсерии.

Современное распространение ордовикских отложений

В отношении размаха погружения кристаллического фундамента в ордовикском периоде на северо-западе Русской платформы на основании имеющихся данных можно выделить три основных структурных элемента: 1) западную окраину Балтийского щита (грабен Осло), 2) юго-западную часть Балтийского щита и его южный склон и 3) Московскую синеклизу (см. рис. 2). Эти структурные элементы, или области, отличаются друг от друга различными мощностями и различным фаціальным характером ордовикских отложений. Области эти были в структурном отношении довольно устойчивыми в течение всего ордовика.

В пределах Балтийского щита ордовикские отложения распространены лишь в виде небольших изолированных выходов в Южной Норвегии (грабен Осло) и в средней и южной частях Швеции. На южном же склоне рассматриваемого щита ордовикские отложения в виде сплошного комплекса занимают значительную площадь, достигающую в длину (по широте) 1800 км и в ширину (по меридиану) 300—600 км. Ордовик выходит здесь на поверхность на п-ове Сконе, на островах Борнхольм, Эланд, Готска. Сандё, Хийумаа, Вормси и на материковой части Северной Эстонии, в Ленинградской области, а также на дне Балтийского моря (рис. 2). Ордовикские отложения вскрыты буровыми скважинами под покровом более молодых отложений на о-ве Готланд, в средней и южной частях Эстонии, в Латвии, Литве, на севере Белоруссии, в Ленинградской, Псковской, Новгородской и Вологодской областях. В пределах Московской синеклизы ордовик встречается только в северо-западной ее части.

Полную мощность ордовикские отложения имеют только местами в районе Осло, в некоторых районах Швеции и в Прибалтике к западу от меридиана Чудского озера. На остальной площади распространения ордовик представлен неполно — здесь додевонской эрозией снята его верхняя часть.

Следует подчеркнуть, что границы современного распространения ордовикских отложений лишь местами более или менее близки к границам ордовикского моря. Это касается, в первую очередь, района, расположенного к северу от территории Эстонской ССР, а также северной части территории Белорусской ССР. В указанных районах характер ордовикских отложений (незначительные мощности, многочисленные перерывы в осадконакоплении) позволяет судить об относительной близости береговой линии. Что касается района, находящегося к востоку от меридиана Чудского озера, то здесь морской бассейн, несомненно, охватывал значительно более обширные площади, чем это показывают сохранившиеся до наших дней его отложения. В этом отношении трудно согласиться с Б. С. Соколовым и Е. П. Александровой (1952), у которых границы ордовикского моря практически совпадают с границами современного распространения ордовикских отложений (см. рис. 1Г). С этим непосредственно связан и вопрос о возможном существовании соединения между Балтоскандийским ордовикским и Арктическим бассейном вдоль восточного склона Балтийского щита. Согласно указанным выше автором, такая связь исключается. Поскольку же отсутствие в современное время ордовикских отложений в районе к востоку от Бал-

тийского щита еще не исключает возможности существования там в прошлом эпиконтинентального моря, а другие факты пока отсутствуют, то мы считаем вопрос о существовании указанной связи открытым. Отметим лишь, что ордовикская фауна Новой Земли, по имеющимся данным, не содержит балтоскандийских элементов. Это как будто говорит против указанной связи.

Ниже остановимся на вопросах палеогеографии ордовика по отдельным эпохам.

Эландская (нижнеордовикская) эпоха

В конце кембрия обширная территория на северо-западе Русской платформы представляла собой область поднятия. Непрерывный разрез, от верхов кембрия до низов ордовика, имеется только в районе Осло (Henningsmoen, 1957) и, возможно, в Южной Швеции (в Сконе) (Hede, 1951). В средней части Швеции из верхнекембрийских отложений обычно выпадают верхи зоны с *Peltura scarabaeoides* и зона с *Acerocare* (Tjernvik, 1956). Из тремадокских отложений оболовый конгломерат и диктионемовый сланец развиты в Швеции лишь местами, а цератопигиевый сланец и цератопигиевый известняк отсутствуют почти повсеместно (см. Tjernvik, 1956). Оболовый конгломерат обнаружен, например, только на о-ве Эланд и в районе Даларны, где он залегает на архейских породах, а также в Южно-Ботнической области. Общая мощность тремадокских отложений на западной окраине Балтийского щита незначительная. Мощность оболового конгломерата на о-ве Эланд не превышает 0,1 м, а в Даларне — 0,8 м. Мощность диктионемового сланца достигает своего максимума (2,5 м) в Остерготланде, но обычно она меньше 0,4 м (рис. 3). Все эти факты говорят о том, что в Южной Скандинавии в тремадоке господствовал весьма сложный и нестабильный режим колебательных движений.

На территории Прибалтики во второй половине кембрийского периода происходило длительное поднятие. Вопрос о присутствии среднекембрийских отложений в Прибалтике следует считать открытым. Окончательно не выяснен и возраст юльгазеской пачки пакерортского горизонта, которая, по мнению А. Эпика (Örik, 1929, 1952, 1956), может относиться к верхнему кембрию. На п-ове Пальдиски над тискреским песчаником залегает хорошо выраженный базальный конгломерат, который в более восточных разрезах Эстонии замещен брахиоподовым «конгломератом» маардуской пачки. Нет сомнения, что эти породы, а также тесно связанный с ними диктионемовый сланец отлагались в прибрежных условиях трансгрессирующего ордовикского моря, северный берег которого протягивался от района, расположенного к северу от Эстонии, до Даларны. Недалеко от берега, в средней части Балтийского моря, располагался упомянутый Х. Фребольдом «палеоостров» Готланд, который, однако, имел большие размеры, чем предполагал указанный автор. На о-ве Готска Сандё, расположенном к северу от о-ва Готланд, на породах нижнего кембрия непосредственно залегают известняки кундаского горизонта (= верхний арениг) (Thorslund, 1958).

В Северной Прибалтике, видимо, отсутствует верхняя часть тремадока. В Южной же Прибалтике, вблизи южного берега ордовикского бассейна, по-видимому, тремадок отсутствует полностью. Лээтсеский горизонт (V_1) там подстилают кварцевые песчаники, отнесенные к тискреской (ижорской) свите (Махнач, 1958; Пашкевичюс, 1958). Наиболее древними отложениями ордовика в Южной Прибалтике являются,

таким образом, слои онтикаской подсерии, указывающие на определенную трансгрессию моря. Последняя, несомненно, имело место и в Скандинавии, где слои хуннеберг (= низы онтикаской подсерии) во многих местах залегают или на породах верхнего кембрия, или на низах гремадока (Tjernvik, 1956). Восточная часть ордовикского бассейна, расположенная в основном в пределах Московской синеклизы, подвергалась значительному погружению уже в первой половине тремадокского времени. Об этом свидетельствуют довольно мощные (20—30 м) песчано-глинистые отложения, вскрытые здесь глубокими скважинами. Нижний тремадок в восточной части его распространения представлен в основном глинистыми породами, с небольшими содержанием битуминозного вещества. Во второй половине тремадокского времени на крайнем северо-западе Московской синеклизы, как и в Прибалтике, по-видимому, происходило общее поднятие, вызывавшее временное отступление моря. На это указывает отсутствие в названных районах аналогов цератопигиевых слоев (см. Ламанский, 1905; Raymond, 1916; Станкевич, 1955).

Начало онтикаского времени характеризуется общим погружением всей северо-западной части Русской платформы, за исключением осевой части Балтийского моря, которая по-прежнему оставалась приподнятой. Стабилизация тектонических движений отражалась, прежде всего, в накоплении относительно однородных пород на большой территории юго-западной части Балтийского щита и южного его склона. Повсюду вначале отлагались еще песчаные породы, обогащенные глауконитом, а затем — главным образом известняки, содержащие много железистых соединений. Только на западной окраине Балтийского щита, в районе Осло—Вестерготланд—Сконе, отлагались сланцы.

Следует обратить внимание на поразительно закономерное распределение мощностей отложений онтикаской серии. Хорошо вырисовываются два района с умеренными (15—40 м), выдерживающимися мощностями, расположенными в средней части Швеции и в Средней Прибалтике (рис. 3). Эти районы отделены друг от друга Среднебалтийским поднятием. Районы с умеренными мощностями отложений обрамлены с севера и юга широтными зонами с незначительной мощностью (5—15 м) рассматриваемых слоев. Эти зоны соответствуют областям небольшого погружения и были относительно прибрежными зонами бассейна. Прибрежные условия существовали на крайнем северо-западе Эстонии, где в кундаское время отлагались песчаные известняки. Как упомянутые выше северная и южная прибрежные зоны, так и вся средняя часть Швеции отличаются характерным микрорежимом колебательных движений, проявляющимся в наличии в разрезах многочисленных поверхностей перерыва, в незначительной мощности слоев или же в их полном выклинивании (см. Орвику, 1960; Tjernvik, 1956). На территории Московской синеклизы в онтикаское время господствовали условия более глубокого моря, что объясняется значительным непрерывным и однородным погружением дна бассейна. Мы уже отметили, что осевая часть современного Балтийского моря в онтикаское время, как и в тремадоке, представляла собой район поднятия. Если учитывать существование сравнительно прибрежных условий в волховском и кундаском времени на северо-западе Эстонии и отсутствие ордовикских отложений старше верхней половины кундаского горизонта на островах Готланд и Готска Сандё (см. Thorslund and Westergård, 1938; Thorslund, 1958), то можно полагать, что этим поднятием была охвачена сравнительно большая территория, доходящая, по крайней мере, до юго-западного берега Финляндии, как на это указывал уже Х. Фребольд (Frebald, 1928).

С этим поднятием связаны известные осадочные жилы на островах Осмуссаар и Вяйке-Пакри и на глинте у Лээтсе (см. Орвику, 1958, 1960), а также полное отсутствие отложений волховского горизонта и валастеского подгоризонта кундаского горизонта на крайнем северо-западе Эстонии (в скважине Пыызаспеа) (Мянниль, 1959).

Вируская (среднеордовикская) эпоха

В ранневирусное (пуртсеское) время чрезвычайно большое и почти непрерывное погружение происходит на западной окраине Балтийского щита — в районе Осло, где накапливается преимущественно сланцеватая толща мощностью около 75 м. На территории Швеции, а также в Северной и Средней Прибалтике господствовали примерно одинаковые условия седиментации карбонатных пород. Мощность этих пород колеблется обычно в пределах 20—30 м. Северная зона бассейна с относительно незначительными мощностями переместилась несколько к северу. Наиболее интенсивное погружение в пределах Прибалтики и восточных районов происходило на территории Южной Эстонии, в Ленинградской, Псковской, Новгородской и Вологодской областях (рис. 3 и 4). Здесь отлагались осадки мощностью от 40 до 60 и более метров. Северо-восточные районы Эстонии характеризуются в то время (в течение ухакусского и кукрузеского времен) образованием горячего сланца.

В конце ранневирусного—начале поздневирусного (курнаского) времени в каледонидах отмечается исключительно интенсивная вулканическая деятельность, продукты которой в виде прослоев метабентонита распространялись в районе Осло, в средней и южной частях Швеции, на островах Борнхольм, Готланд, Готска Сандё и, по крайней мере, в северных районах Прибалтики.

Начало поздневирусного времени на преобладающей части северо-запада Русской платформы не принесло с собой особых изменений в характере основных осадков. Распределение мощностей, однако, значительно изменяется. В ряде районов Швеции, а также в районе о-ва Готланд снова намечается довольно значительное поднятие. В результате последнего поздневирусные осадки отложились в указанных районах в минимальной мощности, достигающей в Вестерготланде 2 м, на о-ве Готска Сандё 1,5 м (Thorslund, 1958). На островах Готска Сандё и Готланд отложения рассматриваемого времени представлены известковистым песчаником. Вышеизложенное показывает, что в поздневирусное время в осевой части Балтийского моря преобладали прибрежные условия мелкого моря. В северной и средней частях Прибалтики для поздневирусного времени характерно перемещение зон мощностей отложений. В районах, где в предыдущие эпохи накопились относительно мощные толщи карбонатных пород (например, Средняя Прибалтика, некоторые районы Швеции), стали образовываться осадки незначительной мощности, там же, где мощность осадков предыдущих эпох была незначительной (Северная Прибалтика, Средняя Швеция), теперь образовались мощные отложения (рис. 4). Своеобразные условия господствовали в Южной Прибалтике, где на относительно большой территории мощность поздневирусных отложений достигала только 3—7 м (Пашкевичус, 1958) (рис. 4). В пределах Московской синеклизы продолжается интенсивное и постоянное погружение и накопление в общем весьма однообразных карбонатных отложений.

Конец поздневирусского времени характеризуется обмелением бассейна, которое в северной части района Осло (Мьёса), в Средней Швеции (Даларна) и на северо-западе Эстонии привело к образованию биогермов и грубодетритовых известняков, а местами и песчанистых пород.

Харьюская (верхнеордовикская) эпоха

Начало харьюской эпохи маркируется резким изменением характера осадков: почти на всей территории северо-запада платформы стали образовываться афанитовые известняки, а в самой западной части ее — сланцы. Начавшееся уже в поздневирусское время перемещение зон мощностей продолжается и в течение харьюской эпохи. Наибольшие мощности наблюдаются в грабене Осло и в Северной Прибалтике (рис. 3 и 4). Можно полагать, что в первой половине рассматриваемой эпохи на южной окраине Балтийского щита происходила небольшая трансгрессия.

Породы харьюской серии литологически довольно разнообразны, особенно в западной части южного склона Балтийского щита и в Северной Прибалтике. Частое вертикальное и горизонтальное чередование различных типов карбонатных пород, мергелей и сланцев, повторное образование биогермов, а также выклинивание некоторых горизонтов в центральных районах Швеции указывает на интенсивное, по сравнению с предыдущими эпохами, проявление колебательных движений, в частности во второй половине данной эпохи. Тектонические движения достигли в Скандинавии своего максимума на границе между горизонтами 5а и 5b, а также между горизонтами 5b и 6 норвежской стратиграфической схемы (Spjeldnaes, 1957). Эти события известны в Скандинавии под названием хоргского орогенеза (Kautsky, 1949). Какие условия осадконакопления господствовали в это время на территории Московской синеклизы, нам неизвестно, поскольку отложения харьюской серии сохранились там лишь отчасти и на очень ограниченной площади. Можно, однако, полагать, что в этой области больших изменений в тектоническом режиме в течение харьюской эпохи не произошло.

Конец ордовикского периода характеризуется в Балтоскандии, по-видимому, некоторой общей регрессией. Этот момент совпадает с началом формирования Прибалтийской впадины и поднятия северо-западной части Московской синеклизы, которое вызывало здесь постепенное отступление силурийского моря в юго-западном направлении.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что анализ мощностей ордовикских отложений определенно показывает, что границы современного их распространения в Северной и Южной Прибалтике близки к границам ордовикского моря. В северо-западной же части Московской синеклизы граница современного распространения ордовикских отложений непосредственно не отражает границу ордовикского бассейна, который должен был быть более обширным. Это согласуется с имеющимися данными о литологическом характере соответствующих отложений.

*Тартуский государственный университет
Институт геологии Академии наук Эстонской ССР*

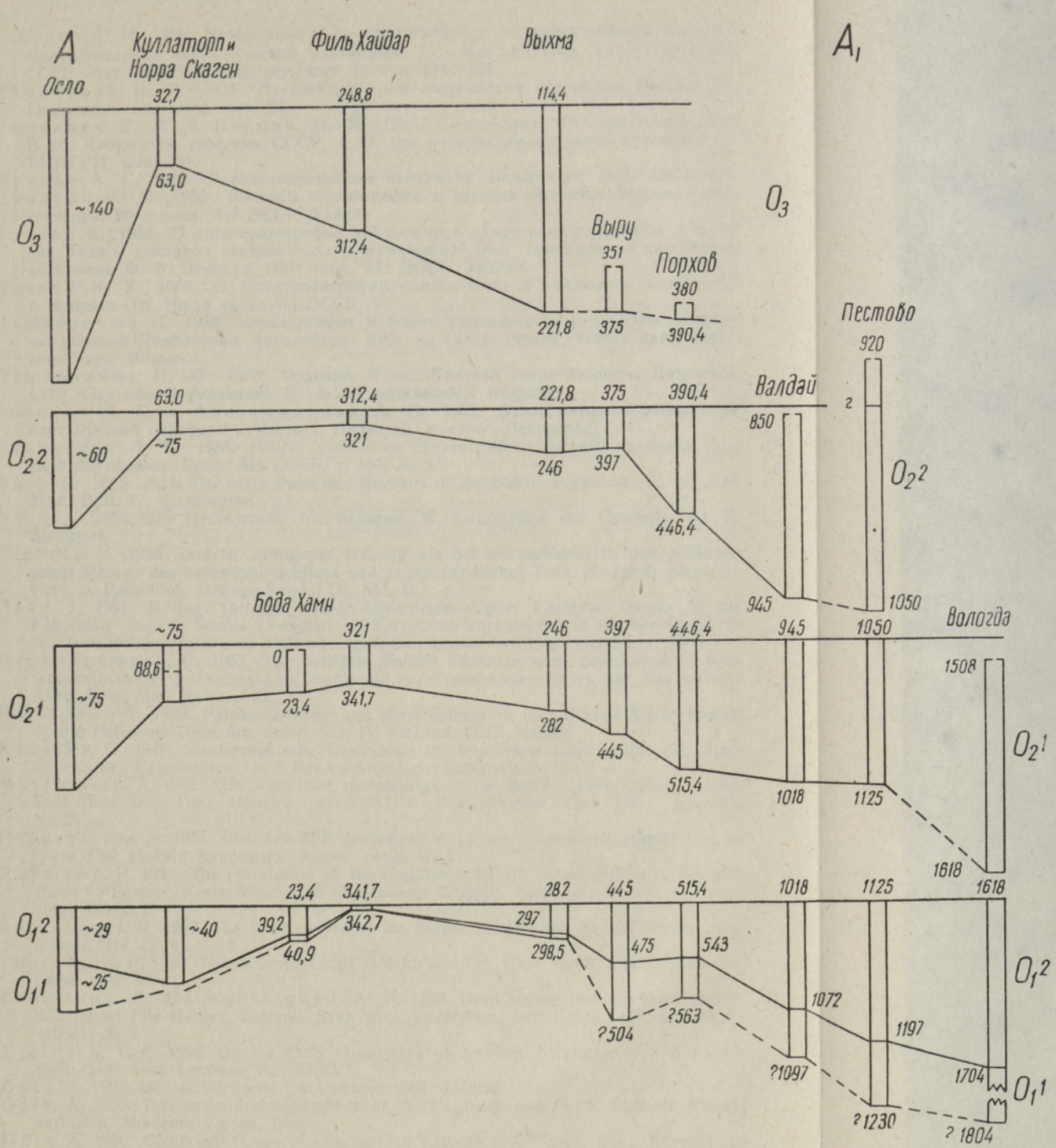


Рис. 3. Мощность ордовикских отложений по линии разреза А—А₁ (см. рис. 2). $O_{1.1}$ — тремадок; $O_{1.2}$ — онтикаская подсерия; $O_{2.1}$ — пуртеская подсерия (= нижняя часть вирусской серии); $O_{2.2}$ — курнская подсерия (= верхняя часть вирусской серии); O_3 — харьюская серия. Цифры у колонок показывают глубину залегания стратиграфических границ (от устьев скважины).

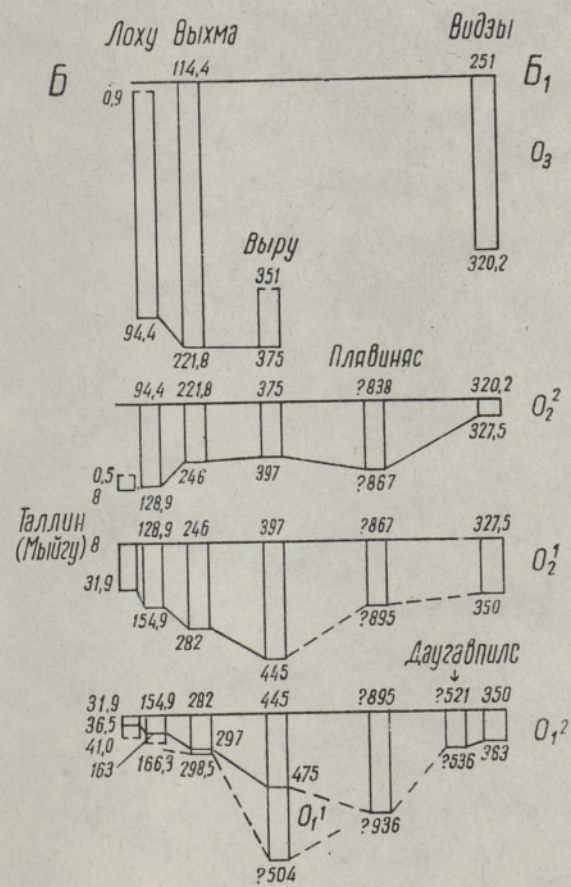


Рис. 4. Мощность ордовикских отложений по линии разреза Б—Б₁ (см. рис. 2). Индексы как и на рис. 3.

ЛИТЕРАТУРА

- Гейслер А. Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. Сб. Мат. по геол. Евр. территории СССР. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 14, стр. 174—184.
- Ламанский В. В. 1905. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 26.
- Люткевич Е. М. и Пейсик М. И. 1957. Северо-запад Русской платформы. В сб.: Очерки по геологии СССР, т. II (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, вып. 101.
- Махнач А. С. 1958. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Изд. АН БССР.
- Мянниль Р. М. 1959. Вопросы стратиграфии и мшанки ордовика Эстонии. Диссертация. Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин.
- Орвику К. 1958. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти академика Ф. Б. Шмидта. Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин.
- Орвику К. К. 1960. О литостратиграфии волоховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
- Пашкевичюс И. 1958. Стратиграфия и фауна ордовикских-силурийских отложений Южной Прибалтики. Автореферат дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Вильнюс.
- Пашкевичюс И. Ю. 1959. Ордовик. В кн.: Краткий очерк геологии Литовской ССР. Под общей редакцией И. А. Далинкевичюса. Вильнюс.
- Соколов Б. С. и Александрова А. П. 1952. Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. Часть 1. Палеозой. Москва—Ленинград.
- Станкевич Л. И. 1955. Новые данные по стратиграфии нижнего ордовика Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 105, № 2.
- Bassler, R. S. 1911. The early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces, U. S. Nat. Mus., Bull. 77, Washington.
- Born, A. 1926. Das Ordovicium. In: Salomon, W. Grundzüge der Geologie, Bd. II. Stuttgart.
- Frebold, H. 1928. Zentren epirogener Hebung als Schwellengebiete in den paläozoischen Meeren des baltischen Schildes und seiner randlicher Teile. N. Jahrb. Mineral., Geol. u. Paläontol., Beilage-Band LIX, Abt. B.
- Hede, J. 1951. Boring through Middle-Ordovician—Upper Cambrian strata in the Fågelsång district, Scania (Sweden). 1. Succession encountered in the boring. Skrifter from Mineralogisk och Paleontologisk-Geologiska Institutionern Lund, № 5.
- Henningsmoen, G. 1957. The Trilobite Family Olenidae with description of Norwegian material and remarks on the Olenid and Tremadocian Series. Skr. Norske Vid.-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 1.
- Holtdahl, O. 1920. Paleogeography and diastrophism in the Atlantic-Arctic Region during Paleozoic Time. Am. Journ. Sci., IV Ser., vol. XLIX, no. 289.
- Kautsky, G. 1949. Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der skandinavischen Kaledoniden. Geol. fören. i Stockholm förhandl., B. 71.
- Martinson, A. 1958. The Submarine morphology of the Baltic Cambro-Silurian area. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. XXXVIII; Publ. Paleont. Inst. Univ. Uppsala, Nr. 21.
- Paškevičius, J. 1957. Lietuvos TSR teritorijos viršutinio ordoviko stratigrafija. Lietuvos TSR Mokslu Akademijos darbai, serija B, 2.
- Raymond, P. 1916. The correlation of the Ordovician strata of the Baltic Basin with those of Eastern North-America. Bull. Museum Compar. Zool., vol. 56, no. 3. Cambridge (Mass.).
- Spjeldnaes, N. 1957. The Silurian/Ordovician border in the Oslo district. Norsk geol. tidsskr., Bd. 37, H. 3—4.
- Thorslund, P. 1958. Djupborrningen på Gotska Sandön. Geol. fören. i Stockholm förhandl., Bd. 80, H. 2.
- Thorslund, P. and Westergård, A. H. 1938. Deep boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. Sver. geol. undersökn., Ser. C., Nr. 415, Årsbok 32 (1938), № 5.
- Tjernvik, T. E. 1956. On the early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and Fauna. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. XXXVI.
- Öpik, A. 1929. Der estländische Obolenphosphorit. Tallinn.
- Öpik, A. 1952. Das ostbaltische Kambrosilur. Sonderdruck aus: S. v. Bubnoff, Fennosarmatia, Akademie-Verlag, Berlin.
- Öpik, A. 1956. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. XX Congr. Geol. Internat. El sistema Cambrico, su paleogeografía y el problema de su base. Symposium. Part I. Mexico.

MÄRKMEID VENE PLATVORMI LOODEOSA ORDOVIITSIUMI PALEOGEOGRAAFIAST

A. RÖÖMUOKS, R. MÄNNIL

Resümees

Käesoleva sajandi esimese poole autorid, kes ühel või teisel määral puudutasid Vene platvormi loodeosa ordoviitsiumi paleogeograafiat, tuginesid peaaegu eranditult vastavate kihtide avamustelt pärinevatele andmetele. Laialdased puurimised viimasel ajal on nimetamisväärselt täiendanud ordoviitsiumi stratigraafia tundmist vaadeldaval alal ning võimaldanud täpsustada ka selle paleogeograafiat. Uuema materjali oluliseks paleogeograafiliseks üldistuseks olid B. Sokolovi ja E. Aleksandrova poolt 1952. a. koostatud litoloogilis-fatsiaalsed kaardid moodsus 1:3 000 000.

Käesolevas artiklis vaadeldakse mõningaid Baltoskandia ordoviitsiumi paleogeograafiaga seotud küsimusi, tuginedes peamiselt paksuste levikule. Artikli koostamisel on publitseeritud andmete kõrval kasutatud ka käsikirjalist materjali, samuti autorite endi uurimistöö tulemusi.

Kristalliinne aluskorra erineva intensiivsusega vajumise järgi ordoviitsiumi vältel võime Vene platvormi loodeosas esile tõsta kolm põhilist struktuurilist elementi: 1) Balti kilbi lääneserv (Oslo alang), 2) Balti kilbi edelaosa ja lõunapoolne nõlv ning 3) Moskva nõgu. Esimest ja viimast iseloomustab üldiselt suhteliselt suur, teist suhteliselt väike ordoviitsiumi setete paksus. Ordoviitsiumi setete praegune levikupiir (joon. 2) läheneb ordoviitsiumi mere piirile vaid kohati, nagu Loode-Eestis ja Valge-Vene põhjaosas. Peipsi järvest idasse jääval alal levis ordoviitsiumi meri palju laiemal alal kui tema setted tänapäeval. Sellega seoses tuleb nähtavasti lugeda lahtiseks ka küsimus Balti ja Arktilise basseini vahelisest võimalikust ühendusest piki Balti kilbi idanõlva, mida oletasid vanaamad autorid.

Ölandi ajastiku esimesel poolel (tremadokis) valitses peaaegu kogu vaadeldaval alal võrdlemisi labiilne kõikumiste režiim, mille tulemusel kujunesid lünklikud setted. Baltikumi põhjaosas ja Moskva nõos näiteks puudub tõenäoliselt tremadoki ülemine osa, Baltikumi lõunaosas aga kogu tremadok. Ontika ea alguses on täheldatav transgressioon, mis haaras laiu alasid Baltikumis ja Rootsis. Ontika eal kerkivad hästi esile kaks setete keskpäraste paksuste piirkonda (Kesk-Rootsi ja Kesk-Baltikum), mida eraldab teineteisest Läänemere keskosa tõusuala. Kesk-Baltikumi seteteala piiravad põhjast ja lõunast väikeste paksustega võõndid. Viimased kujutavad endast nõrga vajumisega alasid ja on suhteliselt rannalähedasteks piirkondadeks.

Viru ajastiku viimasel poolel (purtse eal) toimus kõige intensiivsem vajumine Oslo piirkonnas, Rootsis ja Baltikumis valitsesid võrdlemisi ühtlased rahuliku settimise tingimused. Balti basseini põhjaosa väikeste paksuste võõnd nihkus mõnevõrra kaugemale põhja. Ajastiku teise poole (kurna ea) alguses, mida tähistab intensiivne vulkaaniline tegevus kaledoonia geosüklinaalis, toimus nimetamisväärne paksuste vahekorra muutus. Rootsi keskosa, Gotlandia saare ümbrus ja Lõuna-Baltikum kujunesid tõusualaks või vähemalt piirkonnaks, kus vajumist praktiliselt ei toimunud. Selle tulemuseks on kurna alamseeria väike paksus (sageli 1–5 m) nimetatud piirkondades. Kurna ea lõpus toimus basseini madaldumine, mis viis Oslo ja Dalarna ümbruses ning Eesti loodeosas biohermide moodustumiseni.

Harju ajastiku algust iseloomustab karbonaatse sette iseloomu järsk muutus — peaaegu kogu alal hakkasid kujunema afaaniitsed lubjakivid. Samal ajal toimus Balti kilbi lõunanõlval nähtavasti mõnesugune transgressioon. Harju ajastikul jätkusid kõikuvad liikumised, saavutades Skandinaavias maksimumi Norra lademetete 5a ja 5b ning 5b ja 6 piiril. Ordoviitsiumi lõppu iseloomustab teatav üldine regressioon Baltoskandias, Balti nõo kujunemine ja Moskva nõo loodeosa tõus. Viimane põhjustas järgneva siluri mere järkjärgulise taganemise edela suunas.

Tartu Riiklik Ülikool
Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

NOTES OF THE PALEO GEOGRAPHY OF THE ORDOVICIAN OF THE NORTHWESTERN PART OF THE RUSSIAN PLATFORM

A. RÖMUSOKS, R. MÄNNIL

Summary

The older authors dealing with the paleogeography of the Ordovician of the northwestern part of the Russian platform during the first half of the present century based their researches almost exclusively on the data obtained from the outcrops of the corresponding layers. The drill holes bored in the recent years have greatly contributed to a more profound knowledge of the stratigraphy of the Ordovician on the territory under observation and have enabled the scientists to elaborate its paleogeography. The new materials have been summarized by B. Sokolov and F. Alexandrova in 1952 in their lithological-facial maps on the scale 1 : 3 000 000.

The authors of the present article deal with some problems connected with the paleogeography of Baltoscandia, founding their statements mostly on the distribution of the various thicknesses of the strata. At the compiling of the article the authors used some already published data, some materials that exist in manuscripts only, and the results of their own researches, as well.

On the basis of the different intensivity of sinking of the crystalline foundation during the Ordovician, we may point out three chief structural elements in the northwestern part of the Russian platform: 1) the west edge of the Baltic shield (the Oslo depression), 2) the southwest part and the south slope of the Baltic shield, and 3) the Moscow syncline. The first and third elements are generally characterized by a relatively considerable thickness of Ordovician deposits, whereas the second element — by a comparatively inconsiderable one. The present boundary of the distribution of Ordovician deposits (Fig. 2) approaches the border of the Ordovician sea only in single places, as in Northwestern Estonia and in the north part of Byelorussia. In the area remaining to the east of the Peipsi Lake the Ordovician sea extended much farther than its deposits at the present time. In this connection, the question of a probable communication between the Baltic and Arctic basins along the eastern slope of the Baltic shield, as was supposed by the older generation of scientists, has to be probably considered as unsolved, as yet.

In the first half of the Oelandian age (in the Tremadocian) almost throughout the period under observation a comparatively unstable regime of

epeirogenetic movements prevailed, owing to which deposits were formed with breaks. In the northern part of the Baltic and in the Moscow syncline, e. g., the upper part of the Tremadocian is probably missing, and in the southern part of the Baltic — the whole Tremadocian. At the beginning of the Ontikan time a transgression extending over wide areas of the East Baltic and Sweden is observed. During the Ontican time two regions of deposits of medium thicknesses are well discernible (in Central Sweden and in the Central East Baltic), which are separated from each other by the raised area of the central part of the Baltic Sea. The area of deposits of the Central Baltic is bounded in the north and south by belts of considerable thicknesses. The latter are represented by areas of weak sinking and they are comparatively near to the border of the sea.

At the beginning of the Viruan age (at the Purtsen time) the most intensive sinking was effected in the district of Oslo; in Sweden and in the Eastern Baltic comparatively undisturbed conditions of sedimentation prevailed. The belt of small thicknesses of the northern part of the East Baltic basin moved somewhat further to the north. During the beginning of the second half of the age (at the Kurnan time), when an intensive volcanic activity was observed in the Caledonian geosyncline, a notable change in the relations of thicknesses took place. The centre of Sweden, the Island of Gotland and the southern East Baltic became raised areas, or at least areas where sinking was actually missing. A results of this is the inconsiderable thickness (often 1—5 m) of the Kurnan subseries in the above regions. At the end of the Kurnan time a shallowing of the basin took place, which caused the formation of bioherms in the surroundings of Oslo and Dalarna as well as in the northwest of Estonia.

The Harjuan time is characterized by a sudden change in the carbonate deposits; almost on the whole area aphanite limestones were formed. At the same time a certain transgression took place on the southern slope of the Baltic shield. At the Harjuan age the epeirogenetic movements continued, attaining the maximum in Scandinavia at the boundary of the stages 5a and 5b and 5b and 6 of the Norwegian scale. The end of the Ordovician is characterized in Baltoscandia by a certain general regression, by the formation of the Baltic syncline and the raising of the north-western part of the Moscow syncline. The latter caused a subsequent gradual regression of the Silurian sea towards the southwest.

*State University of Tartu
Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology*