

П. ВИНГИСААР

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ГЛАВНОГО СЛОЯ МЕТАБЕНТОНИТА (d; XXII) В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ БАЛТОСКАНДИИ

В ходе бурений, проводившихся в течение двух десятилетий, получена обширная геологическая информация — в первую очередь об экономически наиболее важных нижне- и среднеордовикских породах Эстонии. Помимо основных вопросов геологии, в частности геологии среднего ордовика, стало возможным более полное изучение распространения приуроченных к нижнему кардаку слоев metabentonitов — продуктов преобразования вулканических пеплов. Логическим продолжением этих исследований является наша попытка охватить в данном обзоре весь ареал распространения metabentonitов и охарактеризовать распределение и мощность какого-либо определенного их слоя.

Считаю своим долгом выразить благодарность Л. Пылма из Института геологии АН ЭССР и Э. Кала из Управления геологии СМ ЭССР за предоставленные новые материалы по Северо-Западной Латвии и некоторым островам Западной Эстонии.

Тонкие прослои (обычно 5—20 см, редко 1 м и более) существенно глинистого состава, залегающие между недислоцированными пластами карбонатно-терригенных, реже карбонатных (Эстония, Центральная Швеция) отложений эпиконтинентального моря, были впервые замечены в Швеции в конце 30-х годов (Thorslund, Westergård, 1938) и квалифицированы вскоре как измененные вулканические пеплы (Thorslund, 1945). Отнеся содержащий metabentonitов комплекс пород по возрасту к промежутку между зонами *Nemagraptus gracilis* и *Dicranograptus clingani*, П. Турслунд (Thorslund, 1948) указал на совпадение этого времени с эпохой наивысшей интенсивности вулканизма в Уэльсе, связав таким образом источник пирокластического материала с Каледонской геосинклиналью. Точные исследования химического и минералогического составов metabentonitов Швеции, в том числе наиболее мощного слоя в районе Чиннекулле (Центральная Швеция), проведены А. Бюстрём (Byström, 1954, 1956). Она доказала, что эти metabentonitов являются продуктом подводного преобразования вулканических пеплов кислого (риолитового или дацитового) состава, перенесенных в море по воздуху. Данные по metabentonitам Центральной Швеции содержатся еще в ряде работ (Jaanusson, 1948; Thorslund, 1958; Skoglund, 1963).

Слой metabentonitов в районе Осло изучены Ф. Хагеманом и Н. Спелднэсом (Hagemann, Spjeldnaes, 1955) и индексированы римскими цифрами I—XXV (снизу вверх). Слой XXII мощностью 1,3 м, замеченный в складчатом комплексе обнажения Синсен, скоррелирован ими с наиболее мощным (1,8 м) слоем Чиннекулле. Этот вывод поддерживается и другими исследователями (Jaanusson, 1964). Для простоты изло-

жения распространим индекс XXII также на соответствующий шведский метаабтонит. Представляется целесообразным перейти, по мере увязки метаабтонитов Балтоскандии, на индексацию Ф. Хагемана и Н. Спелднэса. Предположение названных исследователей о возможном нахождении центра вулканизма в районе Тромсё, где лавы имеют сходный состав, опровергнуто А. Бюстрём (Byström, 1956) на основании петрохимических данных.

О метаабтонитах Эстонии впервые сообщили В. Яануссон и Ю. Мартна (Jaanusson, 1948; Jaanusson, Martna, 1948), указавшие на идентичность их со скандинавскими метаабтонитами и на их значение как маркирующих уровней.

В специальной сводке Э. Юргенсон (1958) приводятся подробные сведения о минералогическом и химическом составех, физических свойствах метаабтонитов Эстонии, но, к сожалению, суммарно по всем пяти выделенным ею прослоям (а—е). Несмотря на ограниченность материала, Э. Юргенсон сделала важный вывод о принадлежности эстонских метаабтонитов к краевой зоне их распространения, переходящей в восточном направлении к нормальным мергелям. Сведения о метаабтонитах приводятся также в работах, касающихся стратиграфии нижнего карадока, но, как правило, по единичным точкам (Кала и др., 1962; Каяк, 1962; Мянниль, 1958, 1963, 1966). Только в работе А. Рымусокса (1970) имеются данные по 41 точке из северной половины Эстонии. Распространение метаабтонитов в Балтийском палеобассейне в целом впервые рассмотрено Р. Мяннилем (1966). Скоррелировав свиту Скаген, в основании которой залегает слой XXII, с кейласким горизонтом (D_{II}), основанием которого является так наз. «главный метаабтонит», или слой «d» по индексации Э. Юргенсон, Р. Мянниль отождествил эти метаабтониты. Однако, по В. Яануссону (Jaanusson, 1960), известняк Скаген соответствует йыхвискому горизонту, и со слоем XXII в таком случае нужно коррелировать один из залегающих ниже тонких слоев метаабтонитов (может быть слои «а» или «b» по Э. Юргенсон). Позже Р. Мянниль (1972) подкрепил свой первоначальный вывод результатами изучения кислотоустойчивых микрофоссилий. Автор принимает здесь точку зрения Р. Мянниля на корреляцию слоев XXII и «d», учитывая, что главный слой метаабтонита Эстонии можно по макролитологическим данным проследить до Курземского полуострова (Северо-Западная Латвия), где последовательность залегания верхних слоев, в том числе положение наиболее мощного слоя, сходна с таковой в среднешведских разрезах.

Сопоставление со слоем XXII метаабтонитов Южной Швеции и о. Борнхольм пока мало обосновано, хотя по некоторым соображениям в настоящем обзоре мы это допускаем.

В Сконэ (Южная Швеция) и на близрасположенном о. Борнхольм интересующая нас часть разреза представлена глинистыми сланцами и по возрасту грубо сопоставима с зоной *Dicranograptus clingani* и непосредственно подстилающими ее слоями. Она содержит ряд перерывов, затрудняющих сопоставление найденных там метаабтонитов со среднешведскими. По данным бурения (Glimberg, 1961) в районе Фогельсонг, Сконэ, на глубине 53,85 м обнаружен слой метаабтонита мощностью 6 см. На о. Борнхольм отмечены тонкие прослойки мощностью 2—5 см (Hadding, 1915; Poulsen, 1966). В. Поулсен указал на наличие в более древних сланцах зоны *Nemagraptus gracilis* слоев метаабтонитов мощностью порядка 30 см. По-видимому, к этому же уровню следует отнести обнаруженный М. Линдстрёмом (Lindström, 1953) в Сконэ слой метаабтонита мощностью 40 см.

В северной зоне Свентокшиских гор (Польша) в сланцах известны три прослойки метабентонитов (Tomczykowa, Tomczyk, 1970), из которых верхний, расположенный около нижней границы зоны *D. clinganii*, можно условно скоррелировать со слоем XXII. К сожалению, мощность не указывается, поэтому польский материал нами не использован.

В пределах Московской синеклизы и в Литве метабентониты сходного возраста отсутствуют (Алихова, 1969; Мянниль, 1966). Граница распространения метабентонита к востоку от Эстонии проведена по Р. Мяннилю (1966).

При составлении настоящего обзора нами был просмотрен весь имеющийся материал по Эстонии и все доступные публикации, касающиеся соседних территорий. Из документаций более 400 скважин Эстонии можно было использовать данные 290 (из них 150 скважин на небольшой площади сланцевого бассейна Северо-Восточной Эстонии), в которых идентификация главного слоя метабентонита не вызывает сомнений. Керны 67 скважин изучены самим автором. Из обнажений достоверно только одно — Пяэскиула на юго-западной окраине г. Таллина.

Говоря о достоверности материала, следует обратить внимание на плохую согласованность измеряемых мощностей метабентонитов непосредственно из обнажений и кернов скважин, а также из соседних скважин. Существенно глинистые метабентониты значительно мягче контактирующих сланцев и известняков и поэтому в какой-то мере разрушаются при бурении. Поскольку почти весь материал взят из скважин, а применяемые методы каротажа недостаточно точны при столь тонких прослойках, то мы оперируем лишь фактическими, сохранившимися в кернах мощностями. Случайные колебания мощностей, вызванные потерями при бурении, довольно велики, однако при достаточном количестве скважин (например, в Северо-Восточной Эстонии) можно уверенно проводить идеализированные изопакиты по максимальным значениям (рис. 1). Принятая нами методика занижает абсолютные значения мощностей, но это не имеет принципиального значения. Не учитывались также искажения, связанные с неоднородной уплотненностью осадков в различных частях бассейна, так как такие возможные неоднородности на участке платформы со сходной геологической историей не должны быть значительными.

Наиболее существенный недостаток имеющегося материала — это отсутствие в результате последующего размыва отложений в северной части палеобассейна, вследствие чего составленную схему изопакит (рис. 1, 2) нельзя считать достаточно точной и однозначной.

Местоположение центра (центров) извержений разные исследователи единодушно связывают с Каледонской геосинклиналью, но конкретных сведений о районе его расположения нет. Предполагается, что центр извержений находится либо в северо-восточной части геосинклинали, в пределах современной Норвегии, либо у ее юго-западного берега (Thorslund, 1948; Hagemann, Spjeldnaes, 1955). На схеме изопакит главного метабентонитового слоя видно четко выраженное широтное распределение вулканического пепла, при этом его мощность уменьшается с запада на восток, т. е. в направлении переноса. Эти данные подтверждают скорее всего представление, что центр извержений был расположен в юго-западной части геосинклинали, за юго-западным берегом современной Норвегии, где в ордовике существовала суша — о. Телемарк. Центры ордовикского вулканизма на Британских островах подробно рассмотрены Дж. Митчеллом (Mitchell, 1957). В качестве общей законо-

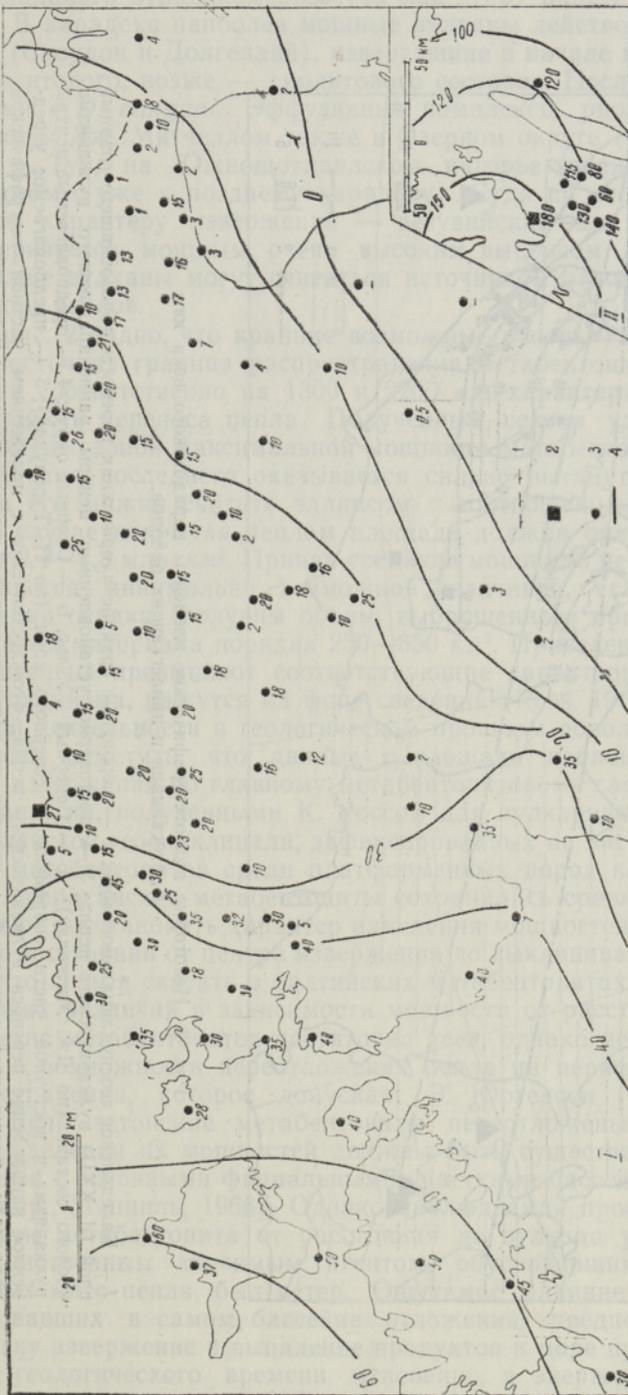


Рис. 1. Схемы изопакит главного слоя (д, XXII) метабентонита Эстонии (I) и Центральной Швеции (II).

1 — северная граница района сплошного распространения нижнекарadoxских пород; 2 — обнажения; 3 — основные скважины; 4 — основные скважины; цифра внизу — мощность главного метабентонитового слоя в см; 4 — идеализованные изопакиты главного метабентонитового слоя в см.

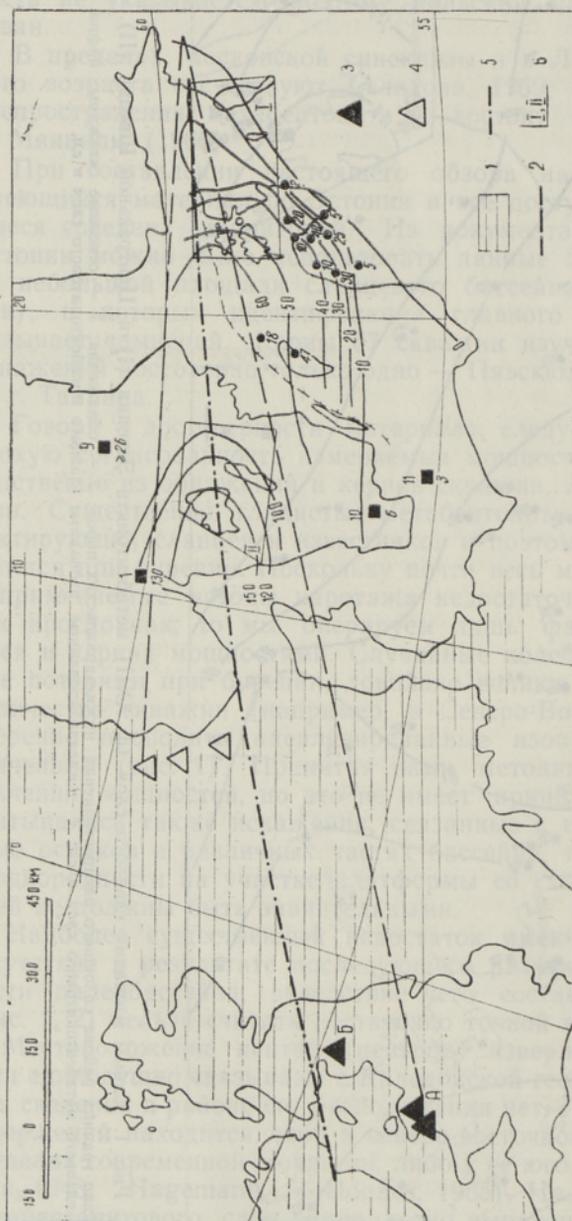


Рис. 2. Некоторые палеогеографические элементы карадокского века юга Балтоскандии и прилегающих районов.

1 — Каледонское геосинклинальное море; 2 — вероятные крайние направления переноса, образовавшего главный слой (d, XXII) вулканического пепла; 3 — достоверно установленные центры раннекарадокского вулканизма кислого состава (по Дж. Митчеллу); А — Северный Уэльс, Б — Озерный округ; 4 — предполагаемые центры вулканизма в восточной части современного северного моря (по П. Турелунду); 5 — предполагаемое усредненное направление переноса вулканического пепла, отождествляемое с положением частной географической параллели ордовикского периода; 6 — участки, по которым на рис. 1 приведены схемы изоплахит.

Остальные условные обозначения см. на рис. 1, основные обозначения номерами сверху:
 1 — Синсен; 9 — Сильян; 10 — Сконз; 11 — Борнхольм.

мерности он отмечает везувийский тип извержений и отсутствие признаков трещинного вулканизма. Состав лав — от андезитового до риолитового. В карадоке наиболее мощные вулканы действовали в Северном Уэльсе (Сноудон и Долгеллай), извергавшие в начале карадока продукты андезитового, позже — риолитового составов. Последние перекрыты сланцами с *D. clingani*. Эффузивные комплексы риолитового состава отмечаются Дж. Митчеллом также в Озерном округе (Камберленд) и в долине р. Туид на Южношотландском нагорье (последние относятся, по-видимому, уже к позднему карадоку). Судя по составу и возрасту, а также характеру извержений — везувийский или плинийский тип характеризуется мощным, очень высоким выбросом газов и пепла — британские вулканы могут считаться источником отложившихся в Балтоскандии пеплов.

На рис. 2 видно, что крайние возможные центры извержений и наиболее восточная граница распространения метаботонита отстают друг от друга соответственно на 1300 и 2200 км, характеризуя этим пределы дальности переноса пепла. Полученный сектор удовлетворительно согласуется с зоной максимальной мощности метаботонита. Ареал распространения последнего оказывается сильно вытянутым и по конфигурации его можно считать эллипсом с соотношением осей, как 3:1. В этом случае покрытая пеплом площадь должна ориентировочно составлять 0,4—1,3 млн. км². Приняв среднюю мощность пепла равной 0,5 м, что является минимально возможной величиной, если не учитывать уплотнения осадка, получим объем выброшенного при вулканическом извержении материала порядка 250—650 км³. Приведенные цифры, хотя и значительно превышают соответствующие характеристики современного вулканизма, кажутся на фоне сведений (Ross, 1955) о силе вулканической деятельности в геологическом прошлом довольно заурядными. Интересно отметить, что данные о площади пеплового покрытия и объеме извержения по главному метаботонитовому слою Эстонии сходны с данными, полученными К. Россом для вулканических извержений в Аппалачской геосинклинали, зафиксированных на востоке США также в виде метаботонитов среди платформенных пород карадокского возраста. Американские метаботониты сохранились сравнительно полно и позволяют восстановить характер изменения мощностей более или менее на всем расстоянии от центра извержения до выклинивания пеплов (Кау, 1935), что нельзя сказать о балтийских метаботонитах. Однако признаков резких различий в зависимости мощности от расстояния нет.

Генезис метаботонитов достаточно ясен, однако не лишне обсудить вопрос о возможности переотложения пепла на периферии ареала его распространения, которое допускает Э. Юргенсон (1958, Jürgenson, 1962). Если эстонские метаботониты переотложены, т. е. вторичны, в распределении их мощностей должны быть существенные изменения, связанные с основными фаціальными участками бассейна седиментации (см., напр., Мянниль, 1966). Однако наблюдаемая простая зависимость мощности метаботонита от расстояния до вулкана указывает на то, что единственным значимым агентом, обусловившим распределение огромных масс пепла, был ветер. Ощутимое влияние других агентов, действовавших в самом бассейне отложения, предположить трудно, поскольку извержение и выпадение продуктов в море произошло с точки зрения геологического времени мгновенно, а энергетический уровень бассейна, судя по тонкозернистым осадкам (мергели, глинистые известняки и известняки типа микритов), был слишком низким для перераспределения большого количества пепла. Процесс перераспределения протекает сравнительно медленно и должен выражаться в значительном

смещении нормально-осадочного и вулканогенного материалов и появлении в метаботонитах окаменелостей, столь многочисленных в окружающих известняках и мергелях. Однако ничего подобного на самом деле не наблюдается. К подстилающим метаботониты слоям мергелей или известняков иногда приурочены скопления остатков организмов, свидетельствующих об их внезапной гибели, что в условиях медленного поступления переотлагающегося материала маловероятно.

Следует обратить внимание на совпадение в общих чертах ареалов распространения метаботонитов разных горизонтов (C_{III} , D_I , D_{II}) карадока (Мянниль, 1966). Считая главным (если не единственным) фактором, контролирующим размещение пепла, ветры, приходится признать их большое постоянство во времени. В связи с этим, равно как и с другими полученными выводами, было бы очень интересно извлечь из материала по распределению вулканического пепла также палеогеографические выводы. Такая методика предложена Г. Итоном (Eaton, 1964), доказавшим, что продукты современных мощных вулканических извержений, достигающих высоты 5—6 км, подвергаются переносу так наз. «геострофическими ветрами», дующими по весьма несложной схеме, в общем параллельно экватору. Главные оси ареалов распространения, или линии наибольших мощностей пеплов, сильных современных извержений ориентированы широтно. Ценность предложенного метода подкрепляется доказательством Г. Итона о несущественном усложняющем влиянии приповерхностных ветров и морских течений на распространение современных пеплов. Теоретически описанный способ должен давать самостоятельные, сопоставимые с палеомагнитными, данные, а при наличии не менее трех векторов, определенных для примерно одно-возрастных пород разных частей Земли, должно быть возможно установление местоположения географических полюсов. Насколько известно, указанный метод к исследованию более древнего материала еще не применялся, хотя сам Г. Итон предложил для этой цели карадокские метаботониты. Отметим, что их близкие возрасты доказаны: для слоя $XXII$ в Швеции получен возраст 444 ± 20 млн. лет (Byström-Asklund и др., 1961), возраст метаботонита в штате Теннесси равен 447 ± 10 млн. лет (Adams и др., 1960). Четкая ориентация в распределении пеплов, постоянство ветров, интенсивный вулканизм в Каледонской геосинклинали в сочетании с мощными выбросами пеплов — все это говорит о возможности актуалистического подхода к рассматриваемым событиям ордовикского периода. Поэтому можно было бы предположить, что установленное направление переноса пепла тождественно ориентации географических параллелей того времени. Такой вывод хорошо согласуется с данными палеобиогеографических (Spjeldnaes, 1961) и палеомагнитных исследований. А. Уильямс (Williams, 1969, рис. 29), ссылаясь на палеомагнитные данные, изображает экватор проходящим через современную Арктику, а Балтийский эпиконтинентальный бассейн расположенным широтно в умеренном поясе южного полушария.

На основании полученных данных о направлении переноса пеплов, а также с учетом указанных выше наиболее общих палеомагнитных данных приводится (см. рис. 2) возможное направление частной географической параллели ордовикского времени.

Насколько такие построения правомерны, должны показать исследования в других районах, в первую очередь в Северной Америке. Однако при сопоставлении этих данных необходимо учесть влияние дрейфа материков. Нельзя упускать из виду и статистический характер закономерностей переноса и распределения вулканических пеплов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алихова Т. Н. 1969. Стратиграфия и брахиоподы среднеордовикских отложений Московской синеклизы. М.
- Кала Э. А., Менс К. А., Ундригс Л. А. 1962. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Каяк К. Ф. 1962. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
- Мянниль Р. М. 1958. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D_{II}, ордовик) в Эстонии. Изв. АН ЭССР, Сер. техн. и физ.-матем. н., VII, № 3.
- Мянниль Р. М. 1963. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.
- Мянниль Р. М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин.
- Мянниль Р. 1972. Корреляция верхневируских отложений Швеции и Прибалтики по хитинозоям. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол. (в печати).
- Рыбусокс А. К. 1970. Стратиграфия вирусской и харьюской серий (ордовик) северной Эстонии. I. Таллин.
- Юргенсон Э. А. 1958. Метабентониты Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.
- Adams J. A. S., Osmond J. K., Edwards G., Henle W. 1960. Absolute dating of the Middle Ordovician. *Nature*, 188, No. 4751.
- Byström A. M. 1954. "Mixed Layer" Minerals from the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. *Nature*, 173.
- Byström A. M. 1956. Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. *Sver. Geol. Unders., Ser. C*, No. 540.
- Byström-Askund A. M., Baadsgaard H., Folinsee R. 1961. K/Ar Age of Biotite, Sanidine, and Illite from Middle Ordovician Bentonites at Kinnekulle, Sweden. *Geol. Fören. Förhandl.*, 83, H. 1.
- Eaton G. P. 1964. Windborne volcanic ash: A possible index to polar wandering. *J. Geol.*, 72, No. 1.
- Glimberg C. F. 1961. Middle and Upper Ordovician strata at Lindegård in the Fågelsång district, Scania, S. Sweden. *Geol. Fören. Förhandl.*, 83, H. 1.
- Hadding A. 1915. Der mittlere Dichellograptus-Schiefer auf Bornholm. *Lunds Univ. Arsskr. Avd. 2*, 11, No. 4.
- Hagemann F., Spjeldnaes N. 1955. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway. 6. Notes on bentonites (K — bentonites) from the Oslo-Asker district. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 35.
- Jaanusson V. 1948. Vulkaanilise tegevuse jälgi Lääne-Baltoskandia ordoviitsiumi settekivimeis. *Estonia. Karlsruhe*.
- Jaanusson V. 1960. Graptoloids from the Ontikan and Viruan (Ordov.) limestones of Estonia and Sweden. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, XXXVIII.
- Jaanusson V. 1964. The Viruan (Middle Ordovician) of Kinnekulle and Northern Billingen, Västergötland. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, XLIII.
- Jaanusson V., Martna J. 1948. A section from the Upper Chasmops series to the Lower Tretaspis series at Fjacksa rivulef in Siljan area, Dalarna. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, XXXII.
- Jürgenson E. 1962. Vulkaanilise päritoluga setted Eesti aluspõhjas. *Eesti Loodus*, No. 4.
- Kay G. M. 1935. Distribution of Ordovician altered volcanic materials and related clays. *Bull. Geol. Soc. America*, 46.
- Lindström M. 1953. On the Lower Chasmops beds in the Fågelsång District (Scania). *Geol. Fören. Förhandl.*, 75, H. 2.
- Mitchell G. H. 1957. Ordovician volcanoes. *Adv. Sci.*, 54.
- Poulsen V. 1966. Cambro-Silurian stratigraphy of Bornholm. *Medd. Dansk Geol. Foren.*, 16, H. 2.
- Ross C. S. 1955. Provenience of pyroclastic materials. *Bull. Geol. Soc. America*, 66.
- Skoglund R. 1963. Uppermost Viruan and Lower Harjuan (Ordov.) stratigraphy of Västergötland and Lower Harjuan graptolite faunas of Central Sweden. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, XLII.
- Spjeldnaes N. 1961. Ordovician climatic zones. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 41.
- Thorslund P. 1945. Om bentonitlager i Sveriges kambro-silur. *Geol. Fören. Förhandl.*, 67.
- Thorslund P. 1948. The Chasmops series of the Kullatorp core. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, XXXII.
- Thorslund P. 1958. Djupborningen på Gotska Sandön. *Geol. Fören. Förhandl.*, 80, H. 2.
- Thorslund P., Westergård A. 1938. Deep boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. *Sver. Geol. Undersök., Ser. C*, Nr. 415.

- Tomczykowa E., Tomczyk H. 1970. The Ordovician. In: Geology of Poland, I. Warsaw.
- Williams A. 1969. Ordovician faunal Provinces with reference to brachiopod distribution. In: The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic Rocks of Wales. University of Wales Press.

Управление геологии
Совета Министров Эстонской ССР

Поступила в редакцию
27/IV 1971

P. VINGISAAR

METABENTONIIDIKIHI (d; XXII) LEVIKUST BALTOKANDIA KESKORDOVIITSIUMI SETTEIS

Käsitletakse Leningradi oblasti, Eesti, Loode-Läti (Kuramaa), Rootsi, Norra, Taani (Bornholmi) ja Poola alamkaradoki kihtide vahel esinevate vulkaanilise päritoluga metabentonitide ruumilise leviku seaduspärasusi. Vaadeldakse Skandinaavia XXII-st kihti (Hagemann, Spjeldnaes, 1955) ja selle Eesti analoogi «d» kihti (Jürgenson, 1962), mille rööbistamist kogu Baltoskandias seni ainsana võimalikuks peetakse.

Selgub, et metabentoniit levib lääne-ida suunas suhteliselt kitsa vööna, kusjuures tema paksus ida suunas väheneb sõltumata ordoviitsiumi meres esinenud erinevate settimistingimustega aladest. Sellest tulenevalt peetakse peamiseks purskematerjali edasikandjaks tuult ning vaieldakse vastu arvamusele, nagu oleksid Eesti metabentoniidid sekundaarsed, s. t. meres ümber settinud.

Arutatakse võimalust kasutada vulkaanilise tuha leviku seaduspärasusi paleogeograafiliste järelduste tegemiseks.

P. VINGISAAR

ON THE DISTRIBUTION OF THE MAIN METABENTONITE STRATUM (d; XXII) IN THE MIDDLE ORDOVICIAN OF BALTOSCANDIA

In recent years, abundant information has been accumulated concerning metabentonite products of the transformation of volcanic ash, in the Lower Caradocian rocks of Estonia. The systematization of the latter contributed to an attempt at studying a definite stratum along the whole area of distribution. Use was made of the stratum XXII, defined by F. Hagemann and N. Spjeldnaes (1955) in the Oslo region, correlated by them to an even thicker stratum of Kinekulle (Central Sweden). The latter has been correlated by us, according to R. Männil (Männil, 1966, 1972), with the stratum "d", lying on the border of the stages D_I and D_{II}, contrary to the correlation proposed by V. Jaanusson (1960). In southern Sweden and on the island of Bornholm, the stratum XXII has been defined conditionally, and the materials concerning Poland could not be used owing to their insufficiency.

The isopachyte scheme (in centimetres, Figs 1, 2) composed for the stratum XXII shows the latitudinal distribution of volcanic ash. The sole factor conditioning that distribution is considered to be the wind; the effect of agents acting in the basin itself may be neglected. The opinion is expressed that the centre of the eruptions was situated in the southwestern part of the Caledonian geosyncline, between the eastern part of the present North Sea, according to P. Thorslund (1948) and North Wales, where the only centres of Early Caradocian acid volcanism (Mitchell, 1957) are known to have existed in the region described. Proceeding from the above-mentioned extreme spots, the approximate limits of the transport distance (1,300—2,200 km) are evaluated, the area of the ash cover (400,000—1,300,000 sq km) and the volume of eruption (250—650 cu km) being approximately equal in size to the formations of the identical age of the eastern part of the USA (Ross, 1955).

The author discusses the suggestion offered by G. Eaton (1964) concerning the utilization of the regularities of the transport and distribution of ash for palaeogeographical purposes. The data in question, being in harmony with the palaeomagnetic and palaeobiogeographical (Spjeldnaes, 1961) constructions, do not contradict to a direct approach to the events of the past described above. Proceeding from the reconstructed direction of the transport of volcanic ash it is proposed, as one of the variants, to assume the direction as the particular geographical parallel pertaining to the Ordovician period for the region studied, belonging, according to palaeomagnetic data, to the temperate latitudes of the southern hemisphere.