

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA  
АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

---

GEOLOGIA INSTITUUDI  
UURIMUSED

ТРУДЫ  
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ  
II



EESTI RIIKLIK KIRJASTUS  
TALLINN 1958

## МЕТАБЕНТОНИТЫ ЭСТОНСКОЙ ССР

Э. А. ЮРГЕНСОН

В данном кратком обзоре рассматриваются своеобразные породы, распространенные на территории Эстонской ССР, которые впервые привлекли к себе внимание эстонских геологов в конце тридцатых годов нашего столетия. Эти породы получили впоследствии название «бентониты», по аналогии с бентонитами, распространенными в Скандинавии. К сожалению, литературных данных о результатах первых исследований их не имеется, кроме указаний на то, что характерным признаком бентонитов является нахождение в них чешуек слюд (биотита) и что бентониты залегают в виде прослоев, имеющих довольно обширное распространение.

Прежде чем перейти к описанию этих пород, следует коротко остановиться на понятии о бентоните и metabentonite.

Бентонитами называют глинистые породы, образовавшиеся из вулканического туфа и пепла путем расстекловывания при выветривании. Распространены они главным образом вблизи вулканических областей, но иногда и за тысячи километров от них. Из-за своих абсорбционных свойств эти породы известны уже давно и нашли применение в разных отраслях промышленности — пищевой, химической и нефтяной. Первые научные исследования бентонитов относятся к началу текущего столетия. Так, в 1910 году в Тбилиси появилась работа Денисова и Мильнера, в которой впервые описывались азербайджанские бентониты (сборник статей, 1951). В двадцатых и тридцатых годах был опубликован ряд работ о бентонитах как в Советском Союзе, так и за рубежом, особенно в США (Ross and Shannon, 1926; Ross, 1928). Название «metabentonite» стало употребляться впервые в Северной Америке для бентонитов ордовикского возраста, с тем чтобы отличить их от третичных бентонитов. По К. Россу и С. Гендриксу (Ross and Hendricks), metabentonитами называют бентониты, подвергшиеся метаморфическому изменению. Ордовикские бентониты в США, по предложению Вейвера и Вэтсема (1952), носят теперь название калий-бентонитов, из-за большого содержания в них  $K_2O$ . Калий-бентонитами называются соответствующие породы и в Норвегии (Hagemann and Spjeldnaes, 1955). В Швеции употребляются оба названия — бентонит (Eklund, 1945; Thorslund, 1948; Byström, 1954, 1956) и metabentonite (Strachan and Jaanusson, 1954). К сожалению, для нас пока еще не ясен полностью характер пород, названных И. Страханом и В. Яануссоном metabentonитами.

Как мы увидим ниже, эстонские metabentonиты несколько отличаются от бентонитов других стран в том смысле, что они претерпели

изменения в составе и, возможно, были переотложены. Это явилось поводом для того, чтобы назвать эстонские бентониты метабентонитами.

В Эстонии эти породы впервые были макролитологически описаны Р. Мяннилем (Männil) в 1947 году и более подробно им же в 1950 году. Позднее метабентониты изучались и были описаны автором данного обзора (в 1952 и в 1953 году). Название «метабентонит» употребляется впервые в данном обзоре, также впервые здесь применяются обозначения отдельных прослоев буквами.

В Эстонской ССР метабентониты установлены пока в среднем ордовике и в верхней части нижнего силура, где они образуют несколько выдержанных прослоев (рис. 1).

3

В

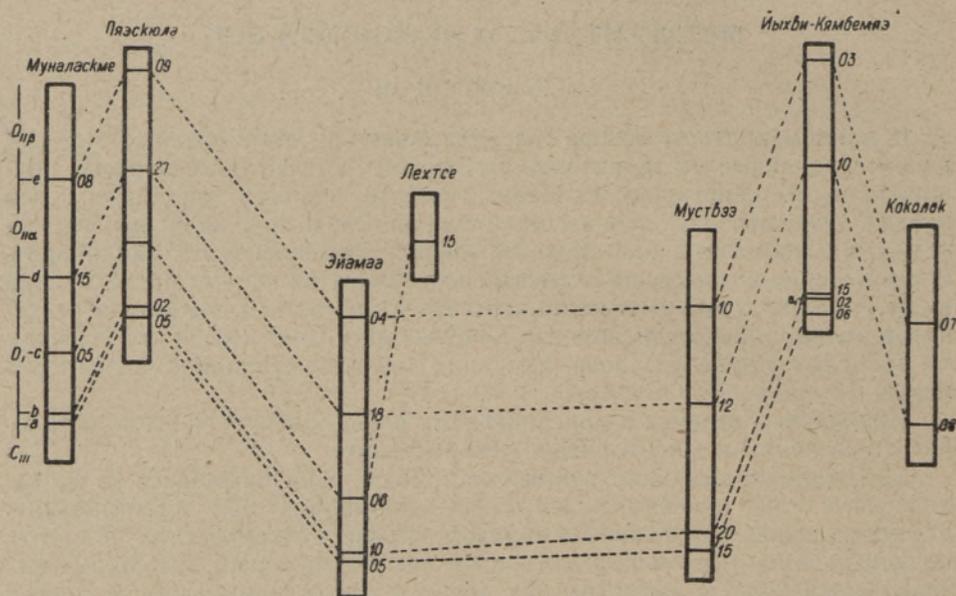


Рис. 1. Схема распространения метабентонитовых прослоев в ордовикских отложениях Эстонской ССР. Данные приведены по буровым скважинам и обнажениям. Цифры у колонок указывают на мощность отдельных слоев.

В среднем ордовике известно пять таких прослоев, из которых три (b, d, e) имеют стратиграфическое значение (см. рис. 1). Два нижних прослоя (a, b), мощностью 0,02—0,20 м, находятся на границе идавверского и йыхвиского горизонтов; третий снизу (c), мощностью 0,04—0,15 м, расположен в нижней половине йыхвиского горизонта; четвертый прослой (d), мощностью 0,03—0,30 м, лежит на границе йыхвиского и кейлаского горизонтов, и самый верхний прослой (e), мощностью 0,02—0,10 м, находится на границе нижней и верхней зоны кейлаского горизонта. В идавверском горизонте местами отмечается еще один прослой (a), залегающий между вышеупомянутыми самыми нижними прослоями, но его распространение остается пока еще не ясным: либо его образование произошло только местами, либо он остался просто незамеченным в других местах из-за своей небольшой мощности. В опорной скважине Выхма мощность этого метабентонитового прослоя равна 0,17 м, а в обнажениях в большинстве случаев около 0,02 м. Все остальные метабентонитовые прослоя, за исключением «с», распространены



Другой тип имеет часто восковой блеск, местами представляет собой глину, содержащую алеврит и быстро набухающую в воде. Эта разновидность распространена главным образом в западной части Эстонской ССР.

Эстонские метабентониты обладают преимущественно пелитовой и алеврито-пелитовой структурой. Силурийские метабентониты имеют и пелито-алевритовую структуру. Структуры вулканического пепла, обычно характерные для бентонитов, в эстонских метабентонитах не встречаются. Они, как известно нам из статьи Ф. Гагемана и Н. Спельднэса (1955), отсутствуют в норвежских калий-бентонитах, а по М. Бистрэму (Byström, 1956) и в бентонитах Швеции.

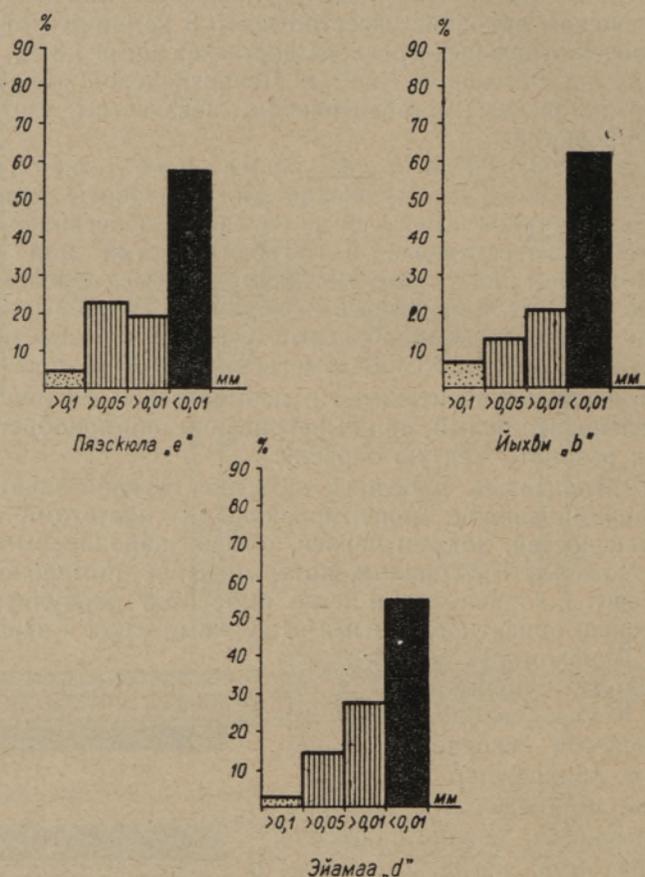


Рис. 3. Гранулометрический состав метабентонитов из прослоев «b», «d» и «e».

В шлифах по вертикальному срезу видна горизонтальная слоистая микротекстура, маркированная ориентировкой более крупных минеральных зерен, особенно чешуек слюд.

Гранулометрический состав метабентонитов всех прослоев однородный (рис. 3). Преобладает пелитовая фракция со значительной примесью алеврита и песка; только в силурийских метабентонитах местами доминирует алевритовая фракция.

В гранулометрическом составе шведских бентонитов также преобладает пелитовая фракция, на долю которой приходится 53,6%; в них

гораздо больше, чем в эстонских метаботонитах, фракции с диаметром зерен 2,0—0,02 мм — 43,8% (Byström, 1954, 1956).

Химический состав метаботонитов. Одним из интересных вопросов, возникающих при изучении эстонских метаботонитов, является вопрос о их химическом составе. Как видно из приведенных в табл. 1 анализов, для всех проанализированных образцов характерным является большое содержание щелочей, особенно калия, и малое количество гигроскопической и конституционной воды. Большое содержание щелочей как будто указывает на присутствие калиевых полевых шпатов, но, как мы увидим ниже, количество полевых шпатов во всей породе не превышает 4%. К тому же, все полевые шпаты концентрируются во фракции диаметром >0,1 мм. Количество K<sub>2</sub>O во фракции диаметром <1 μ достигает 13%, что указывает на присутствие большого количества калия в глинистых минералах.

Таблица 1

Химический состав метаботонитов (в %)

	Аксан, бентонит Грузинской ССР	Шведский бентонит по Тосланду (1948)	Норвежский бентонит по Гагеману, (1955)	Прослой "b", Эймаа ЭССР*	Прослой "d", Эймаа ЭССР*	Прослой "b", Пяэтри ЭССР**	Прослой "e", Пяэскола ЭССР**	Терригенный материал, Эймаа, Ра ЭССР
SiO <sub>2</sub>	50,86	51,04	49,49	53,20	55,90	59,77	60,60	66,6
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,78	0,94	—	—	0,27	0,45	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,42	25,55	25,92	21,40	21,00	17,93	18,21	15,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89	1,21	2,25	2,50	2,30	0,80	2,77	5,6
FeO	0,26	0,57	1,39	—	—	0,15	0,17	—
CaO	1,47	1,18	0,45	1,00	1,10	2,50	следи	—
MgO	4,46	2,72	3,44	5,00	2,20	0,76	1,04	—
K <sub>2</sub> O	0,30	6,21	7,54	7,80	11,50	10,96	11,60	6,7
Na <sub>2</sub> O	—	0,23	0,54	1,50	1,40	3,09	3,30	2,2
CO <sub>2</sub>	—	0,74	—	0,30	0,80	1,65	0,29	—
SO <sub>2</sub>	—	—	0,33	—	—	1,04	следи	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,24	—	—	—	—	—	—
F	—	—	0,25	—	—	—	—	—
O на F	—	—	0,11	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O гигр.	14,85	2,96	2,52	—	—	0,86	0,61	2,2
H <sub>2</sub> O конст.	7,67	6,38	4,80	5,60	3,50	2,13	1,51	1,0
	99,48	99,81	99,97	98,30	99,70	101,91	100,5	99,5

\* Анализы сделаны в лаборатории неорганической химии Таллинского политехнического института.

\*\* Анализы сделаны в лаборатории минерального сырья Института энергетики АН ЭССР.

Присутствие калия в абсорбированном виде не может быть реальным, особенно в непластичной разности метаботонита, так как катионный обмен в последних почти не отмечается (по анализам, сделанным в лаборатории Института строительства и строительных материалов АН ЭССР под руководством Н. Л. Дилакторского). Интересно здесь отметить, что такое большое количество щелочей и малое количество воды характерно и для терригенного материала вмещающих карбонатных пород (см. табл. 1), хотя K<sub>2</sub>O в нем все же меньше, чем в метаботонит-

тах, но при этом также меньше и гигроскопической и конституционной воды.

Что касается остальных компонентов химического состава эстонских метабентонитов, то в количественном отношении они мало отличаются от других глин Эстонской ССР. Избыток  $\text{SiO}_2$  можно, вероятно, отнести за счет свободного кремнезема, в виде кварца.  $\text{TiO}_2$  как мы увидим ниже, указывает на присутствие минерала анатаза. Что касается терригенного материала вмещающих известняков, то он содержит больше  $\text{SiO}_2$  (до 66,6%) и меньше окиси алюминия, чем метабентониты; это можно объяснить, вероятно, большим содержанием кварца и меньшим содержанием алюмосиликатов в терригенном компоненте известняков. Последнее подтверждается и минеральным анализом.

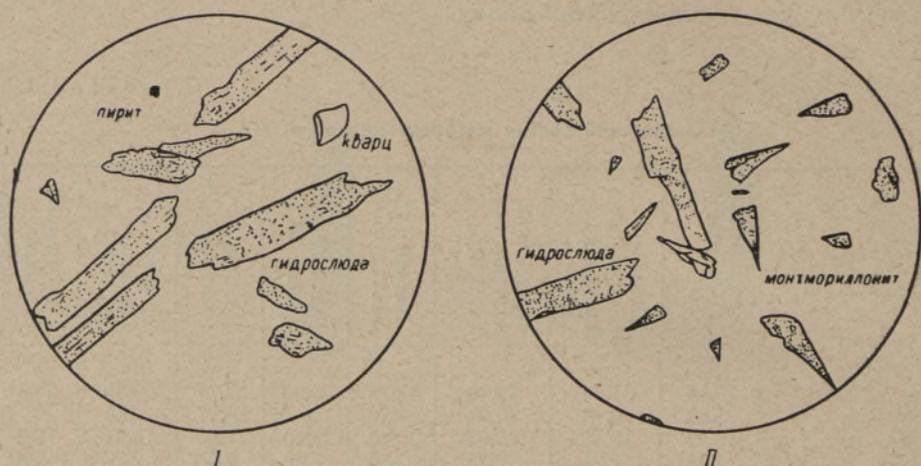


Рис. 4. Форма агрегатов глинистых минералов. I — гидрослюда, II — монтмориллонит. Увеличение 400 ×.

Минеральный состав метабентонитов. Глинистые минералы. По минеральному составу описываемые метабентониты, как показало микроскопическое исследование, в своей пелитовой фракции представлены главным образом (до 97%) глинистыми минералами. Так как последние очень тонкие, то определить их в шлифе было невозможно. Для установления этих минералов и определения их оптических свойств нами был применен метод, описанный М. Ф. Викуловой (1952) и Н. Е. Веденеевой (1950) — изучение фракции диаметром 1  $\mu$  в агрегатах ориентированных частиц при помощи иммерсионных жидкостей.

Глинистые минералы метабентонитов при выпаривании дают щепковидные агрегаты (рис. 4) с прямым погасанием и с показателями светопреломления  $Ng' = 1,567—1,570$  и  $Np' = 1,558—1,561$ ; двупреломление 0,012 — 0,010. Такие оптические свойства считаются характерными для гидрослюд, образовавшихся из мусковита\*. Во многих образцах, особенно в пластичной разности метабентонита, находятся агрегаты с более низким показателем светопреломления, а именно:  $Ng' = 1,561—1,567$  и  $Np' = 1,558—1,549$ ; эти показатели характерны для более выветрившихся гидрослюд, или бейделлитов. В метабентонитах того же типа от-

\* Хотя при таком химическом составе оптические показатели могли бы быть выше.

мечается и небольшая примесь (до 5%) монтмориллонита с показателями светопреломления  $Ng' = 1,483 - 1,490$ ;  $Np' = 1,465 - 1,475$ ; дву-преломление  $0,014 - 0,015$ . Агрегаты монтмориллонита имеют перистый вид (рис. 4, II).

На преобладание гидрослюд во фракции  $< 1 \mu$  указывает и фотометрическое изучение. Как видно из приложенных диаграмм (рис. 5), коллоидная фракция характеризуется средней степенью связи красителей (метиленовый голубой и бензидин). На это указывает положение максимума абсорбции метиленового голубого при  $575-605 \mu$  и отсутствие резкого сдвига максимума абсорбции метиленового голубого в длинноволновую часть спектра, к  $630 \mu$ . Спектральная кривая бензидина имеет пологий характер и максимум при  $606 \mu$ , особенно у образца из

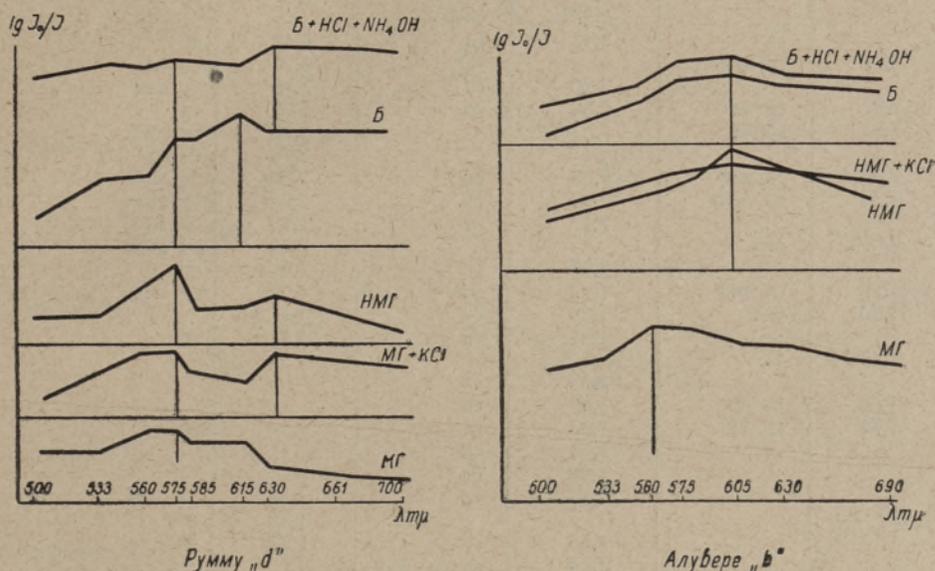


Рис. 5. Кривые абсорбции метаботонитов из прослоев «b» и «d» с разными органическими красителями с прибавкой KCl, HCl и  $NH_4OH$ . МГ — метиленовый голубой; НМГ — ново-метиленовый голубой; Б — бензидин.

Алувере (прослой «b»), что может указывать лишь на небольшую примесь монтмориллонита. На несколько большее количество примеси монтмориллонита указывает абсорбционная кривая руммуского образца из пластичной разновидности метаботонита (прослой «e»).

Те же самые красители с более грубым материалом, выделенным при отмучивании образца, дают более пологие кривые поглощения, указывая на присутствие слюдистых минералов.

Рентгенографические исследования метаботонитов были произведены на двух образцах. В обоих случаях проявляется явное сходство их с гидрослюдами, а у образца из прослоя «b» — даже с мусковитом (табл. 2).

Фракции диаметром  $< 1 \mu$  дают на термограммах (рис. 6) ясно выраженные эндотермические остановки при  $100-120^\circ$  и  $820-920^\circ$ . Низкотемпературная эндотермическая остановка при  $100-120^\circ$  является характерной при освобождении абсорбционной воды и наблюдается как у

Таблица 2

Данные рентгенографического исследования образцов из прослоев метаботонитов «b» и «d»

Образец из Алувере, прослой „b“, анализ Института кристаллографии АН СССР		Образец из Пяэсюла, прослой „d“, анализ Института геологии АН Латв. ССР		Мусковит, анализ Института кристаллографии АН СССР	
dÅ	I	dÅ	I	dÅ	I
10,33	сн диф			10,33	сн шир диф
4,90	ср			6,60	осл диф
4,36	осн шир			4,90	ср
		3,93	сл	4,36	осн шир
				3,90	ср сл
		3,59	сл	3,69	ср сл
		3,47	сл		
3,27	ср диф			3,48	ср
		3,20	сн	3,27	ср сн
2,97	ср сл	2,98	ср	3,18	сл диф
2,81	ср сл			2,97	ср
				2,81	сн диф
2,36	сл диф	2,38	сл	2,46	сл ср
2,23	сл диф	2,23	сл	2,36	ср диф
		2,17	ср	2,23	ср диф
2,095	осл			2,18	ср диф
		2,07	сл	2,10	ср диф
1,97	сл диф	1,97	ср	2,06	ср
1,86	осл	1,86	сл	1,97	ср диф
		1,81	сн		
1,78	сл			1,81	осл
		1,75	сл		
1,68	сл ср	1,68	сл		
1,64	ср сл	1,63	сл	1,64	ср сл
		1,61	сл		
		1,60	сл		
		1,57	сл	1,58	сл диф
				1,55	осл
		1,46	сл	1,47	сл
		1,44	ср сл		
1,42	сл	1,41	ср	1,42	сл
1,38	осл	1,39	ср		
		1,36	сл		
1,33	осл	1,34	сл	1,34	сл диф
		1,31	ср		
		1,30	ср		
1,25	ср сл	1,26	сл	1,15	ср диф

Примечание. В таблице используются следующие условные обозначения: сн — сильная линия; осн — очень сильная линия; сл — слабая; осл — очень слабая; ср — средняя; диф — диффузия; шир — широкая.

гидрослюд, так и у монтмориллонитов. Високотемпературная эндотермическая остановка характеризует, по В. П. Петрову и И. И. Гинзбургу, наличие мусковита и гидрослюд. В некоторых случаях появляется менее выраженная эндотермическая остановка и при температуре 600—700° (образец из прослоя «e» скв. Румму), при которой освобождается конституционная вода. Из экзотермических остановок более заметна остановка при 330—346°, которая, возможно, указывает на наличие окислов железа.

Подытоживая приведенные выше данные, полученные разными методами исследования, можно сказать, что преобладающим компонентом

в пелитовой фракции наших метабентонитов являются гидрослюды с более или менее значительной примесью монтмориллонита; последний особенно заметен в более пластичных разностях метабентонита, а в более твердых разностях его почти нет.

Минералы из более грубых фракций. В более грубой фракции ( $>0,01$  мм) метабентонитов можно указать на наличие кварца, полевых шпатов и слюд.

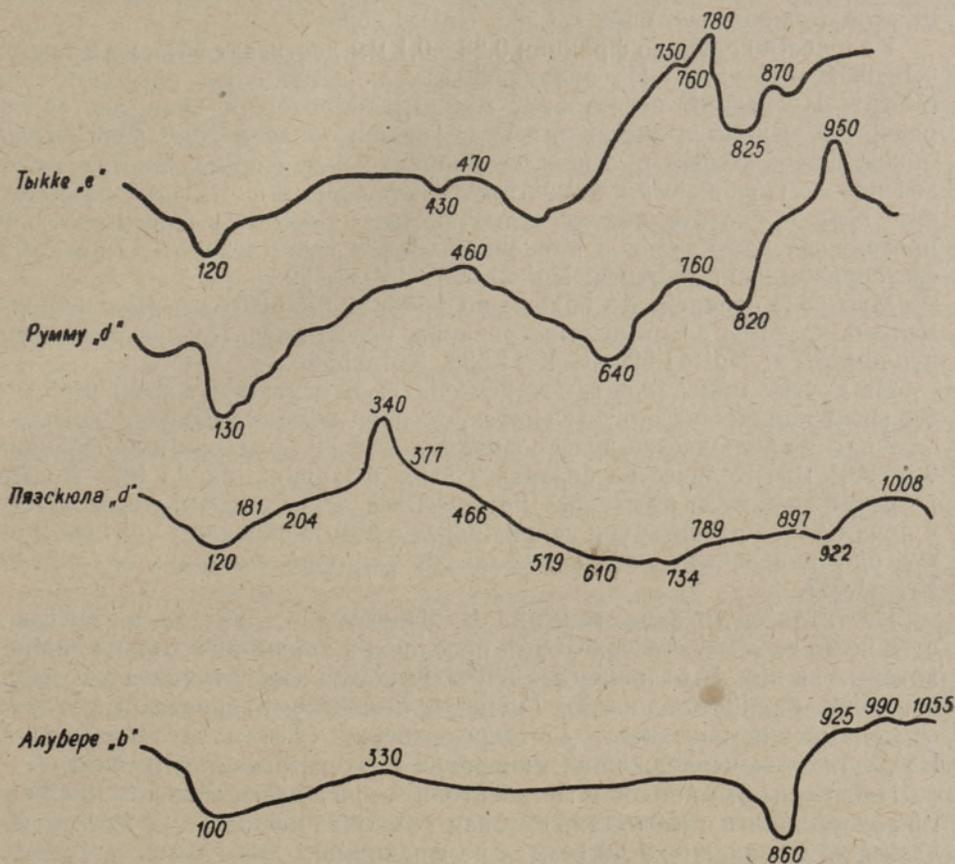


Рис. 6. Кривые нагревания метабентонитов из прослоев «b», «d» и «e».

Кварц встречается главным образом во фракциях 0,25—0,1 мм — около 15%, а во фракции 0,1—0,01 мм — до 50%. Зерна кварца полуокатанные или угловатые, только во фракции с диаметром зерен 0,25—0,1 мм последние хорошо окатаны. Большинство зерен кварца имеет вогнутые ребра изломов. В силурийских метабентонитах чаще всего встречается клинообразная форма зерен кварца.

Кварц — бесцветный с включениями пузырьков газа и кристалликов рутила. Показатели светопреломления обыкновенные. При скрещенных николях часто встречается облачное погасание.

Полевые шпаты встречаются во фракции 0,25—0,1 мм — до 50% и во фракции 0,1—0,01 мм — около 4%. Они составляют не больше 4% всей массы породы. Количественное отношение моноклинных и триклинных полевых шпатов не является постоянным. В большинстве прослоев

метабентонита преобладают калиевые полевые шпаты (ортоклаз). Зерна ортоклаза хорошо окатаны и имеют слегка удлиненную форму. Почти все они выветрелые с мутной, непрозрачной поверхностью. Показатели светопреломления  $Ng' = 1,526$ ,  $Nm' = 1,552$ ,  $Np' = 1,518$ . Из триклинных полевых шпатов определены олигоклазы и в некоторых случаях альбиты. Форма зерен весьма разнообразна, цвет светло-серый. Поверхность зерна мутная, часто покрыта маленькими чешуйками и также очень тонкими зернами пирита. Показатель светопреломления триклинных полевых шпатов (олигоклазов)  $Ng' = 1,559$   $Np' = 1,552$ .

Количество слюд во фракции 0,25—0,1 мм достигает 25%, во фракции 0,1—0,01 мм — 27%. Преобладающее количество слюд приходится на биотит. Последний встречается главным образом в виде листочков; редко наблюдаются листочки в виде хорошо образованных шестигольников; преобладают в основном неправильные формы. Биотит имеет зеленовато-коричневый или желтовато-коричневый цвет. Плеохроизм отсутствует. В биотите изредка встречаются включения в виде маленьких прозрачных кристалликов или очень тонких черных зерен. Показатели светопреломления биотита:  $Ng' = 1,663$ ,  $Np' = 1,590$ .

Мусковит распределен больше во фракции 0,1—0,01 мм. Чешуйки его мелкие, часто со следами выветривания, бесцветные. Показатели светопреломления:  $Ng' = 1,590$ ,  $Nm' = 1,588$ ,  $Np' = 1,560$ .

Из других минералов в метабентонитах присутствуют в значительно меньшем количестве апатит, анатаз, роговая обманка и др.

Апатит наблюдается как во фракции 0,25—0,1 мм, так и во фракции 0,1—0,01 мм. Количество апатита в этих фракциях около 1%. Апатит встречается в виде различных по величине шестигранных призм. Часто у призм более развиты три грани (через одну). Кристаллы апатита имеют бледно-зеленый цвет и показатели светопреломления:  $No' = 1,640$ ,  $Ne' = 1,637$ .

Из титансодержащих минералов можно назвать анатаз, но он известен не во всех метабентонитовых прослоях, а характерен только для некоторых из них. В большинстве случаев анатаз имеет таблитчатую форму, реже бипирамидальную. Минерал бесцветный, прозрачный, имеет очень высокий показатель светопреломления (2,5) и двупреломления. Из других титансодержащих минералов реже встречается титанит.

Из группы амфиболов в метабентонитах находится обыкновенная роговая обманка и глаукофан. Роговая обманка, местами до 1%, встречается во фракции 0,25—0,1 мм, а во фракции 0,1—0,01 мм ее почти нет. Минерал имеет коричневатозеленый цвет, неопределенную форму зерен, в общем удлиненную. Появляется характерная спайность по (110). Показатели светопреломления:  $Ng' = 1,650$ ,  $Nm' = 1,655$ ,  $Np' = 1,638$ .

Глаукофан встречается в виде маленьких хорошо окатанных зерен с характерным плеохроизмом (синий — серый). Показатели светопреломления глаукофана:  $Ng' = 1,637$ ,  $Np' = 1,620$ .

Из других, реже встречающихся минералов можно назвать энстатит, эпидот, циркон, турмалин; из них чаще встречается циркон. Количество этих минералов достигает 0,5% всей массы породы.

Из непрозрачных минералов известны пирит, ильменит, магнетит и гематит.

Сравнивая минеральный состав метабентонитов с терригенным материалом карбонатных пород (Юргенсон, 1953), мы видим, что, как уже было упомянуто при характеристике химического состава, общими для них являются кварц и гидрослюды. Из других минералов в терригенном компоненте карбонатов известен осадочный альбит; слюды и первичные

полевые шпаты в нем почти отсутствуют и очень мало минералов тяжелой фракции; также отсутствует монтмориллонит.

По минеральному составу эстонские метабентониты сходны со скандинавскими бентонитами; в обеих этих породах отсутствует вулканическое стекло; в их глинистой фракции отмечается наличие до 10% монтмориллонита; зерна кварца в них имеют вогнутые ребра, что указывает, по мнению Гагемана и Спельднэса (1955), на его вулканическое происхождение; из других минералов общими являются полевые шпаты и биотит, а из аксессуарных — пирит (особенно много его в шведских бентонитах), циркон, гематит, апатит, и титанит.

Генезис метабентонитов в Эстонской ССР. Как следует из предыдущего, эстонские метабентониты представляют из себя глинистые породы, состоящие главным образом из гидрослюдистых минералов с примесью монтмориллонита и содержащие много щелочей и мало воды.

Что касается генезиса этих пород, то явных признаков, указывающих на их вулканическое происхождение, нет. Можно предполагать, что в этих породах произошло изменение первичных минералов и структур. С другой стороны, весьма вероятно, что часть материала наших метабентонитов, а именно вулканический пепел, была перенесена из Скандинавии на территорию бассейна осадконакопления не по воздуху, а водным путем, вместе с терригенным материалом. На последнее указывает сходство химического и минерального состава метабентонитов и терригенного материала вмещающих их карбонатных пород. Во всяком случае, мы имеем дело с породой, возникшей в воде. О последнем говорит также согласное залегание метабентонитовых прослоев и вмещающих их известняков, нахождение в метабентонитах фауны и ходов червей.

Эстонские метабентониты, как и скандинавские бентониты и метабентониты, образовались в среднем ордовике во время таконской орогенической фазы. Как выясняется из исследований норвежских ученых Ф. Гагемана и Н. Спельднэса (1955), в то время на территории Норвегии имела место интенсивная вулканическая деятельность. Предполагается, что вулканы располагались в геосинклинальной области Бергена. Указывается даже на наличие цепи вулканов между Норвегией и Англией в пределах каледонской геосинклинали. В это же геологическое время отмечается вулканическая деятельность и в Северной Америке, в пределах которой также известны бентонитовые слои. Все попытки установить характер материнской лавы шведских и норвежских бентонитов (Byström, 1956), как это удалось сделать в Северной Америке, пока не дали удовлетворительных результатов.

Сравнение эстонских метабентонитов со шведскими, как самыми близкими по территориальному положению, ясно показывает, что наши метабентониты осаждались не в центре бентонитовой фации, а на краю ее, о чем можно судить по фациальному переходу некоторых прослоев эстонских метабентонитов (в восточной части Эстонии) в мергель.

По минеральному и химическому составу эстонские метабентониты близки к более тонким прослоям шведских бентонитов, но содержат еще больше щелочей и меньше зерен псаммитовой и алевритовой фракций. Что касается химизма процесса образования, то в обоих случаях, немалую роль играло химическое воздействие морской воды, как предполагают и шведские авторы Эклунд, Бистрэм и Брамлетте (Eklund, Byström, Bramlette). Это влияние было тем большим, чем дальше осадок находился под воздействием морской воды. Весьма вероятно, что в образовании глинистых минералов бентонита и метабентонита активное участие принимал находившийся в морской воде калий, но он не был

просто абсорбирован, как уже отмечалось выше, а входил в состав минералов. Чтобы дать окончательный ответ на этот вопрос, а также вообще на вопрос генезиса метабентонитов, нужны дополнительные исследования и особенно рентгеновский анализ структур глинистых минералов.

*Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Веденеева Н. Е. и Ратеев М. А. Идентификация дисперсных минералов глин с помощью красителей на основе данных спектрофотометрии, ДАН СССР, т. XXI, № 1, 1950.
- Сборник «Бентонитовые глины (гильаби) Азербайджана». Изд-во АН Азербайджанской ССР, Баку, 1951.
- Byström, M. Undersökning av lenmineralen i Kinnekulles bentonitlager. Uppsala 1954.
- Byström, M. Mineralogy of the Ordovician Bentonite Beds at Kinnekulle Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser C, Årsbok 48 (1954), Nr. 5. Stockholm 1956.
- Hagemann, F. and Spjeldnaes, N. The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway, 6. Notes on Bentonites (K-bentonites) from the Oslo-Asker District. Norsk Geologiska Tidsskrift, b 35, p. 29—52. 1955.
- Jasmond, K. Die silikatischen Tonminerale. Weinheim 1955.
- Ross, C. S. and Hendricks, S. B. Minerals of the Montmorillonite Group U. S. Geol. Survey, Prof. paper 205 B, 23 (Washington) 1945.
- Strachan, J. and Jaanusson, V. Correlation of the Scandinavian Middle Ordovician with the Graptolite Succession. Geologiska Föreningens Förhändl. Nr. 479, 1954.
- Thorslund, P. The Chasmops Series of the Kullatorp Core. In «B. Waern, P. Thorslund and G. Henningsmoen. Deep boring through Ordovician and Silurian Strata at Kinnekulle, Vestergotland». Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 32, 1948.

### METABENTONIIDID EESTI NSV-S

E. JÜRGENSON

#### *Resümee*

Eesti NSV territooriumil on kindlaks tehtud bentoniidilaadseid setteid ordoviitsiumis ja siluris. Käesoleva artikli autor on teinud ettepaneku nimetada seda kivimit metabentoniidiks, kuna see oma koostiselt ja tekkelt mõningal määral erineb tõelisest bentoniidist. Artiklis kirjeldatakse ainult ordoviitsiumiaegseid metabentoniite.

Metabentoniitideid vahekihte esineb Eesti NSV ordoviitsiumis arvult 5. milledest kolm (b, d ja e; vt. joon, 1) omavad suurt stratigraafilist tähtsust. Vahekihid paksusega 2—30 cm esinevad lubjakivide vahel ja neil on viimastega sarnaseid lasuvuselemente. Piir lubjakividega võib olla terav või üleminekuline. Metabentoniit on värvuselt sinakashall, porsunult roosakas-kollane ja võib esineda nii plastilisena kui mitteplastilisena. Sageli leidub temas kivistisi ja ussikäike.

Nagu on näidanud mikroskoopilised, termilised, spektrofotomeetrised ja röntgenograafilised uurimised, koosnevad metabentoniidid valdavalt savi-mineraalidest (hüdrovilk vähese montmorilloniidi lisandiga, eriti plastilises osas). Teistest mineraalidest esinevad kvarts, päevakivid, biotiit, püriit, apatiit, anataas, tsirkoon, glaukofan jt. Metabentoniitide keemilises koostises väärib esiletõstmist suur leeliste ja väike vee hulk.

Metabentoniitide koostis meenutab ühest küljest Skandinaavia (Norra, Rootsi) bentoniitide koostist ja teisest küljest metabentoniitide ümbritsevates lubjakivides esineva terrigeense materjali koostist. See asjaolu laseb

oletada, et metabentoniidi näol on meil tegemist vulkaanilise tuha porsumisproduktiga, milles esineb lisand terrigeensest materjalist, kusjuures porsumisprotsessis on mõjukamaks teguriks osutunud merevesi.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia  
Geoloogia Instituut*

## METABENTONITES IN ESTONIAN S.S.R.

E. JURGENSON

### *Summary*

In the Ordovician and Silurian layers of Soviet Estonia deposits very similar to bentonites have been ascertained. Because of their difference in composition from the real bentonites, it is suggested that they may be named metabentonites. Only the metabentonites of Ordovician origin are dealt with in this paper.

In the Middle-Ordovician layers were found 5 metabentonite beds of various thickness from 2 to 30 cm. The beds are distributed over the northern part of Estonia and may be correlated with the bentonites in Scandinavia. They are not been found to the east of Estonia, in the district of Leningrad. Three of the Estonian metabentonite beds («b», «d», and «e» Fig. 1) have a stratigraphically important position as bounders or marking levels of some stages and substages. The metabentonite beds lie between limestones and have the same dip as the latter. No discordance has been found between them. The bounders with limestones may be clear-cut or gradual.

Estonian metabentonites have a bluish or greenish-grey colour in a not weathering state, when weathered they may be yellowish or yellowish-pink. They contain fossils and traces of boring organisms. As regards plasticity there are two types. One of them is plastic and disintegrates rapidly when placed in water, the other is nonplastic and disintegrates very slowly or not at all.

The chemical composition of the metabentonites (Table I) shows a high content of potassium and low content of water.

The mineralogical investigation of the metabentonites yields the following results: the main part of the clay fraction is composed of hydromica with an admixture of montmorillonite; quartz, feldspath and biotite are represented abundantly in the coarser fraction. Accessory minerals include pyrite, apatite, anatas, hornblende, glaucophan, zirkon etc.

The composition of Estonian metabentonites, is very similar to the composition of Swedish and Norwegian bentonites especially to the thinner beds of Sweden. On the other hand it also resembles the terrigenous material from the over- and underlying limestones. From this we can draw the conclusion that the Estonian metabentonites are composed of altered volcanic material mixed up with common terrigenous material, as there are cases, where the metabentonite bed («c») grows in a bed of pure marl in the eastern part of Estonia. It is possible that the high content of potassium is due to the action of sea water during the process of deposition and it may be possible that a part of the Estonian metabentonite material has been redeposited from the Scandinavian beds.

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