

П. ВИНГИСААР, Т. МУРНИКОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ НЕКОТОРЫХ НИЖНЕКАРАДОКСКИХ МЕТАБЕНТОНИТОВ ЭСТОНИИ

Встречающиеся в Скандинавии и Прибалтике среди карбонатных пород ордовика прослойки превращенных в глины вулканических пеплов все чаще привлекают внимание исследователей, как один из возможных ключей к палеогеографии. Наиболее полно, благодаря работам А. М. Бюстрём (Byström, 1954, 1956), изучены нижнекарадокские метабентониты Швеции. Соответствующие слои в Эстонии описаны Э. Юргенсон (1958); недавно появилась статья по минералогии метабентонитов ордовика и силура (Утсал, Юргенсон, 1971). Все эти работы посвящены в основном изучению глинистых минералов, из фенокристаллов первичной породы описаны и количественно определены наиболее часто встречающиеся биотит, санидин, кварц и циркон. До сих пор отсутствуют количественные данные, относящиеся к минералогии конкретных слоев метабентонитов Эстонии, а по аксессуарным минералам их вообще нет.

Авторами изучен главный слой метабентонита, залегающего в подошве кейлаского (D_{II}) горизонта, по материалам пяти скважин Западной и двух скважин Восточной Эстонии (рис. 1). Для сравнения исследованы три пробы из метабентонитов идавекского (C_{III}) горизонта (рис. 2). Поскольку керновый материал по тонким слоям (см. изопакиты на рис. 1) весьма ограничен, пробы брались по всему слою, хотя нередко нижняя и верхняя части метабентонитов различны. Только в скв. № 16 кровля и подошва слоя были опробованы отдельно (пробы № 965, 966). Пробы на изготовление прозрачных шлифов брались, как правило, из верхней, средней и нижней частей метабентонитового слоя, причем из каждой точки по две пробы — параллельно и перпендикулярно слоистости. Объединенные пробы подвергались химическому, литологическому и спектральному изучению, иногда и повторному на отдельных фракциях породы. Анализы выполнялись в Центральной лаборатории Управления геологии СМ ЭССР.

При литологическом анализе пробы обрабатывались 5%-ной соляной кислотой для удаления карбонатов, после чего остаток фракционировался. Для количественного минералогического изучения отбиралась фракция 0,1—0,05 мм.

Содержание карбонатов в метабентонитах колеблется в пределах 4—13%, обычно 5—7%, причем закономерных различий между слоями разной мощности нет. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом. Кальцит встречается в виде раковинного детрита в кровле слоев. Доломит встречен в некоторых пробах в качестве более позднего заполнителя ходов роющих организмов.

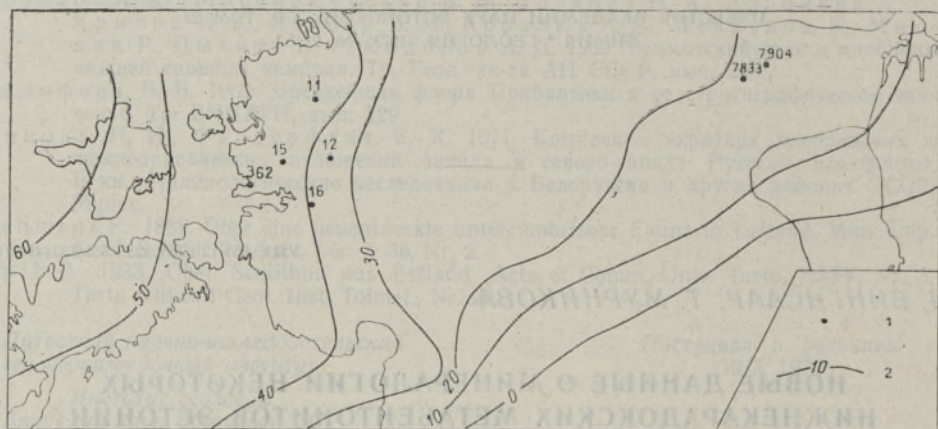


Рис. 1. Схема расположения опробованных скважин.

1 — скважины: 11 — Куйыз, 12 — Коловере, 15 — Мартна, 16 — Казари, 362 — Кий-дева, 7833 и 7904 — сланцеразведочные; 2 — изопакеты главного слоя (d, XXII) метабентонита в см.

Подавляющая часть материала фракции 0,1—0,05 мм относится к легким минералам, причем тяжелая фракция состоит в основном из аутигенных минералов, главным образом пирита. Данные минералогического анализа, основанные на подсчете 300—500 зерен, приведены в табл. 1. В тяжелой фракции (табл. 2) после общего подсчета (500 зерен) отдельно определялись количественные соотношения первично-вулканогенных тяжелых минералов (150—500 зерен). Приводимые данные по биотиту для породы в целом не представительны, поскольку он концентрируется в более крупной фракции.

Пепловые частицы, выделяемые впервые, представляют собой агрегаты неправильной формы со вторично-кристаллической фельзитовой структурой (Заварицкий, Соболев, 1961). В агрегате из слабо раскристаллизованных зерен между последними видны иногда изотропные участки, при большей степени раскристаллизации различаются отдельные зерна калиевого полевого шпата с явными спайными ограничениями. Пепловым частицам характерны сростки с полевым шпатом, кварцем, цирконом, монацитом, гранатом (таблица, фиг. 1—5).

Калиевые полевые шпаты представлены в большинстве случаев первичными пирокластическими кристаллами удлиненной и остроугольной формы, часто с вогнутыми краями. Характерны включения газа, расположенные в кристаллах закономерно по спайным направлениям. Вторичная разность, образованная из пепловых частиц, хорошо ограничен-

ТАБЛИЦА

Фиг. 1—5 — пепловые частицы: 1 — зерно с включением циркона, скв. 7904, пр. 2, гл. 12,2 м; 2 — то же, николи скрещены; 3—5 — скв. 15, пр. 993, гл. 166,7 м, николи скрещены.

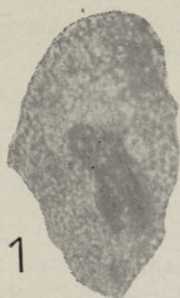
Фиг. 6, 7 — калиевый полевой шпат пирокластический, скв. 362, пр. 898, гл. 195,6 м;

Фиг. 8—11 — кварц пирокластический: скв. 7833, пр. 1, гл. 51,3 м.

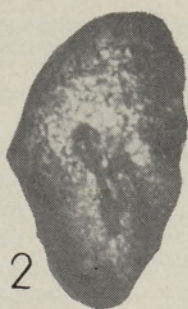
Фиг. 12—15 — гранат: 12 — скв. 7833, пр. 1; 13 — гранат с включением монацита, скв. 7904, пр. 2; 14 — сросток граната с пеплом, скв. 7904, пр. 2; 15 — скв. 7904, пр. 2.

Фиг. 16—18 — монацит: 16 — сросток монацита с кварцем, скв. 7833, пр. 1; 17 — кристалл, покрытый почти полностью пленкой окисления; 18 — таблитчатый кристалл.

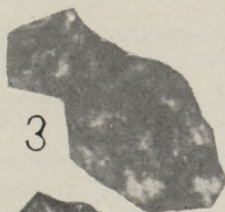
Фиг. 19—24 — цирконы: 19, 21—23 — скв. 7833, пр. 1; 20 — скв. 7904, пр. 2; 24 — сросток циркона с монацитом, скв. 7904, пр. 2.



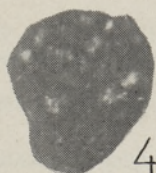
1



2



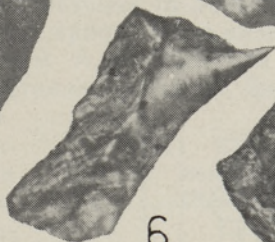
3



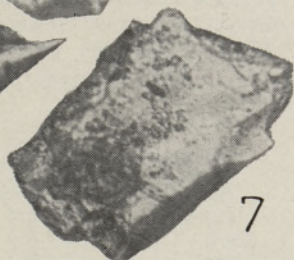
4



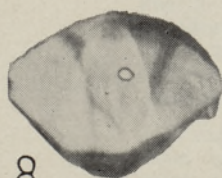
5



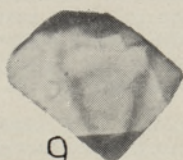
6



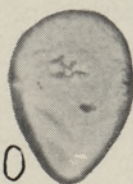
7



8



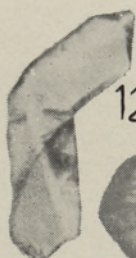
9



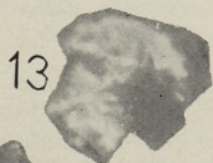
10



11



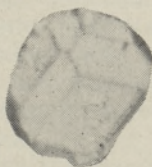
12



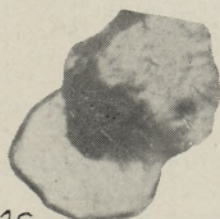
13



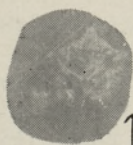
14



15



16



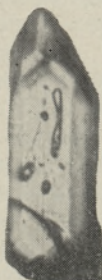
17



18



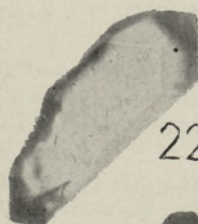
19



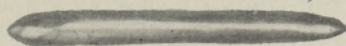
20



21



22



23



24

ная, прозрачная, содержит иногда внутри остатки этих частиц (таблица, фиг. 6 и 7).

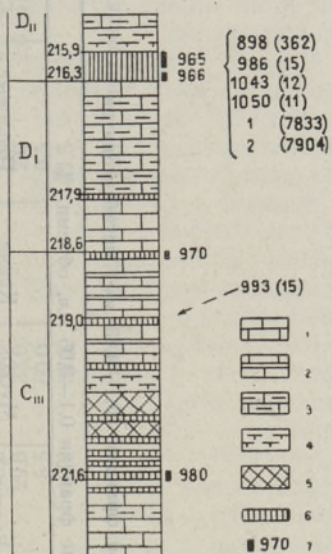
Кварц представлен остроугольными обломками неправильной формы с вогнутыми краями. В Восточной Эстонии (в Западной очень редко) наряду с описанными встречаются еще кристаллы в виде гексагональной дипирамиды, аналогичные описанным А. М. Бюстрём (Byström, 1956, фиг. 17), а также оплавленные кристаллы (таблица, фиг. 8—11).

Гранат, бледно-розовый альмандин, по форме аналогичен кварцу. На поверхности зерен иногда видны резкие борозды. Кроме неправильных зерен, в небольшом количестве встречаются кристаллы в форме

Рис. 2. Положение прослоек метабентонитов в кейласком (D_{II}), йыхвиском (D_I) и идаввереском (C_{III}) горизонтах скважины № 16 (Казари).

1 — известняки; 2 — известняки, чередующиеся с мергелями; 3 — глинистые известняки; 4 — мергели; 5 — кремнистые породы; 6 — метабентониты; 7 — места опробования и номера проб.

Справа привязка проб из других скважин, в скобках номера скважин.



ромбододекаэдра в комбинации с тетрагон-триоктаэдром, иногда уплощенные по (110) (таблица, фиг. 12—15).

Циркон встречается в виде разнообразных по габитусу кристаллов, среди которых преобладают копьевидные, призматические и игольчатые. Отношение длины к ширине кристаллов колеблется в пределах от 3:1 до 12:1. Нередки включения газа, иногда и твердого вещества. Встречаются двойники параллельно призме (таблица, фиг. 19—24). Цвет циркона винно-желтый или бледно-розовый. Тонкие копьевидные и игольчатые кристаллы бесцветны.

Монацит представлен хорошо ограненными таблитчатыми кристаллами, уплощенными по (100). Кристаллы покрыты пленкой окисления красно-коричневого цвета, причем на последней часто развита также оболочка пеплового материала (таблица, фиг. 16—18).

Лейкоксен в виде изометрических образований неправильной формы имеет серый или буровато-серый цвет. Включения его встречаются в пепловых частицах и цирконе.

В шлифах производился суммарный количественный подсчет кварца и первичного полевого шпата в верхней, средней и нижней частях слоев. Выяснилось, что немного больше этих кристаллов в средних слоях метабентонитов, в низах слоев обогащения кристаллами нет.

Почти все встреченные в метабентонитах неаутигенные минералы (в частности, гранат, монацит, циркон), их кристаллографические модификации или формы обломков свойственны кислым эффузивным породам (Минералы, 1972). Исключение составляют очень редкие зерна эпидота, корунда, амфибола и пироксена, происхождение которых в данном случае установить невозможно. Однако известно, что амфиболы и пиро-

Таблица 1

Результаты минералогического анализа легкой фракции (0,1—0,05 мм) метабентонитов

№ проб	Всего легк. фр. >0,01 мм, вес. %	Содержание фракции 0,1—0,05 мм, объемн. %								
		Кварц	Калиевые пол. шпаты		Биотит	Муско-вит	Кремн. образ.	Пепловые частицы	Глинист. агрегаты	Орг. в-во
			первич.	аутиген.						
898	12,9	2,0	2,0	2,7	3,0	0,3	2,0	88,0	2,7	
986	10,0	2,7	10,3	1,0	1,3		2,3	79,7	0,7	
965	10,1	1,6	12,0		0,7		0,7	84,3	0,2	
966	23,2	0,6	3,0		0,2			96,0	0,3	
1043	20,0	1,7	4,3	0,7	1,3			91,7	0,3	
1050	18,3	1,3	4,1	0,3	0,7			93,3	0,3	
1	3,6	7,3	76,7		1,0	0,1	0,6	12,7	1,6	
2	6,3	5,0	52,7		0,7	<0,1	0,7	41,2	4,7	0,3
970	9,9	1,3		1,0		0,3		91,7	30,0	
980	10,5	0,3	1,7	3,0	0,3			64,7		
993	34,2	1,0	6,0					92,7		0,3

Таблица 2

Результаты минералогического анализа тяжелой фракции (0,1—0,05 мм) метабентонитов

№ проб	Всего тяж. фр., вес. %	Аутигенные, объемн. %		Первично-вулканогенные минералы (приняты за 100%), объемн. %								
		Пирит	Прочие	Ильме- нит	Лейко- ксен	Рутил	Гра- нат	Цир- кон	Мона- цит	Биотит	Прочие	
898	0,083	85,5	6,2 БА			4,5	7,0	82,0	1,0	5,5		
986	0,117	89,2	1,8 СФ; 0,8 ХП		1,5		6,5	66,0	20,5	5,5		
965	0,009	75,6	0,2 БА	2,0	1,2		5,0	59,4	34,0	0,4		
966	0,009	98,6			3,0		5,0	75,0	12,0			
1043	0,065	98			4,5	0,5	9,0	79,0	1,5	5,0		1,0 АМ; 1,0 ПИ; 1,0 КО;
1050	0,003	57,2	11,0 СФ	0,7	3,1		8,7	68,2	19,1		0,5 АМ	
1	0,008	76,8	3,6 ХП	1,8	1,8	0,2	11,8	53,2	30,4		0,2 КО	
2	0,014	94,0	0,6 СФ	0,4	2,4		8,6	40,6	26,6		0,2 АМ; 0,2 КО	
970	0,760	~100			32,0	1,0	29,0	33,0		0,4	0,2 АМ; 18,6 МУ	
980	0,064	96,6		6,5	27,5		5,5	60,0		2,6	2,0 ЭП; 1,0 КО	
993	0,087	~100			50,8		16,9	30,8		0,5		
										1,5		

Принятые сокращения: БА — барит; СФ — сфалерит; ХП — халькопирит; АМ — амфибол; ПИ — пироксен; МУ — мусковит; КО — корунд; ЭП — эпидот.

ксены весьма широко распространены в некоторых современных кислых пеплах (Чайников и др., 1971).

Выделяются специфические группы тяжелых минералов: главному слою метабентонита характерна циркон-монацит-гранатовая ассоциация, а идавереским слоям циркон-лейкоксен-гранатовая.

Среди кварца и полевых шпатов не встречено окатанных или с другими признаками терригенного происхождения зерен. В структурах и текстурах пород отсутствуют признаки медленного осаждения или переотложения.

Все это позволяет считать состав метабентонитов практически лишенным терригенных примесей и говорить о быстром их осаждении.

Частицы, выделенные под названием пепловых, представляют собой продукт превращения вулканического стекла в калиевый полевой шпат. По данным рентгеновских исследований, проведенных К. Утсалом и В. Ванамб в минералогическом кабинете ТГУ, пепловые частицы представляют собой адуляр. О происхождении пепловых частиц непосредственно из стекла говорят многочисленные их сростки с первичными пирокластическими минералами и образование вокруг последних устойчивых оболочек.

Результаты химических анализов метабентонитов (табл. 3) даны в пересчете на сухое вещество. Влажность проб 1—5%; содержание второстепенных компонентов, не приведенных в табл. 3, следующее: окиси марганца 0,01—0,08%, фосфора 0,02—0,13%, сульфатной серы 0,04—0,26%. Содержание конституционной воды не определялось, однако потери при прокаливании, сопоставленные с содержанием углекислоты и серы, свидетельствуют о небольшом ее количестве. Данные химических анализов согласуются с представленными Э. Юргенсон (1958) результатами.

Помимо породы в целом, химическому изучению были подвергнуты также легкие фракции 0,1—0,05 мм, сложенные почти целиком из пепловых частиц (см. табл. 1). Результаты, приведенные в табл. 3, говорят об очень стабильном их составе. Сопоставление данных по пепловым частицам и породе в целом указывает на значительно меньшее количество в первых марганца (до 0,01%), кальция, магния и фосфора (до 0,03%), что объясняется, по-видимому, их приуроченностью к глинистой фракции. В то же время пепловые частицы отличаются большим преобладанием кремнезема над глиноземом, отношение содержания $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ у них равно 4,5, а в породе — 3,5. Калия содержится в 2—4 раза, а натрия в 2—5 раз больше, чем в породе. Известно, что натрий из-за своего большого ионного объема и других особенностей в зоне осадконакопления (за исключением эвапоритовых условий) нигде в осадках не концентрируется, а замещается устойчивым в этих условиях калием (Лодочников, 1955; Милло, 1969). Следовательно, пепловые частицы по химическому составу наиболее близки к исходному вулканическому стеклу, которое в таком случае имело состав, близкий к дацитовому. К этому выводу пришла и А. М. Бюстрём (Byström, 1956), исследуя химизм метабентонитов в целом.

Спектральному полуколичественному анализу были подвергнуты начальная проба (I); остаток после удаления карбонатов (II); фракция <0,01 мм этого остатка (III); легкая фракция 0,1—0,05 мм (IV) в случаях, где она на 90% и более сложена из пепловых частиц. Результаты анализов, приведенные к одному уровню с помощью эталонной системы, для некоторых характерных проб даны в табл. 4.

На распределение титана в первую очередь оказывают влияние включения титанистых минералов в вулканическом стекле, причем в слоях из идавереского горизонта (проба № 970) относительно повышенное

Таблица 3

Результаты химического анализа метабентонитов и их легкой фракции (0,1—0,05 мм), вес. %

№ проб	Материал	ППП	CO ₂	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}
898	Порода	7,46	5,30	54,72	0,02	14,22	0,81	0,57	7,07	2,92	0,20	10,13	0,52
986	—	4,90	1,78	59,72	0,01	16,56	1,63	0,92	2,14	3,72	0,22	8,81	0,36
965	—	4,43	1,30	59,34	0,01	16,82	1,74	0,53	1,96	4,86	0,22	9,10	0,19
966	—	3,95	2,24	59,16	0,01	15,60	1,09	0,60	3,11	2,42	0,15	12,75	0,30
—	Фракция	2,21	2,22	63,54	0,17	13,02	1,06*	1,32	1,66	1,53	0,65	13,87	0,33
1043	Порода	5,65	2,68	55,98	0,01	15,77	0,49	1,20	3,46	3,45	0,15	8,00	2,16
—	Фракция	2,48	0,77	63,40	0,19	12,90	1,43*	0,65	1,39	1,59	0,33	13,76	0,99
1050	Порода	3,50	1,12	60,36	0,01	15,68	1,82	0,60	1,84	2,86	0,15	11,90	0,33
—	Фракция	2,58	1,14	64,38	0,17	13,79	0,18	0,74	1,48	1,67	0,36	12,99	0,36
2	Фракция	1,62	0,95	63,54	0,13	14,94	1,63*	0,10	0,77	1,39	0,37	13,81	0,88
970	Порода	4,24	3,26	58,66	0,04	15,24	0,67	1,74	2,82	4,68	0,20	9,26	1,12
—	Фракция	3,85	1,58	62,36	0,61	13,22	0,20	0,85	1,51	1,59	0,33	11,23	1,50
980	Порода	5,52	0,68	56,96	0,02	16,12	1,49	0,66	1,49	6,81	0,21	8,15	0,80
993	—	3,70	3,06	58,90	0,02	13,11	1,11	0,80	3,96	3,45	0,15	11,35	1,11
—	Фракция	1,74	0,84	64,92	0,24	12,19	1,25*	1,25	1,16	0,84	0,40	14,72	1,04

* Разность общего и закисного железа.

Таблица 4

№ пробы	Фракция	Содержание в г/т					
		Ti	V	Mn	Cu	Sr	Ba
966	I	60	10	8	2	80 *	80
	II	100	3	8	1,5	100	200
	III	200	2,5	8	80	100	300
	IV	250	8	8	7	25	200
1043	I	150	10	80	2	400 *	250
	II	200	2	20	2	200	300
	III	200	2,5	8	80	80	200
	IV	250	3	8	4	25	200
1050	I	100	20	80	8	400 *	100
	II	100	3	8	4	80	200
	III	200	2,5	8	80	100	300
	IV	200	3	8	8	25	200
970	I	600	40	60	10	80	80
	II	600	30	20	15	100	100
	III	800	20	8	150	80	300
	IV	1000	15	8	7	25	300

* Содержание в главном слое резко изменчивое от 80 г/т в кровле и средней части до 1000 г/т в основании.

содержание элемента коррелируется с большим содержанием лейкоксена (табл. 2). Довольно отчетлива связь ванадия и марганца с карбонатами. Интересным фактом является резко повышенное во фракции $<0,01$ мм содержание меди, возможно, в форме халькопирита, обнаруживаемого иногда в алевритовой фракции (табл. 2). Происхождение меди и ее первоначальная форма в породе заслуживают специального изучения. Стронций в определенной мере связан с некарбонатным веществом, возможно с биотитом или калиевыми полевыми шпатами. Данные по пробам из разных частей главного метабентонита однозначно показывают, что в средней и верхней частях слоя стронция содержится мало, а в нижней части содержание его резко повышается. Возможно, это обусловлено стронцианитом, образование которого было вызвано скоплением органического вещества при массовой гибели организмов во время внезапного оседания пепла.

По сравнению с соответствующими слоями Швеции, эстонские метабентониты значительно богаче калием и беднее глиноземом. Объясняется это, по-видимому, различным ходом превращений попавшего в море химически активного вулканического пепла. Ближе к центру извержений пеплов выпадало больше и в осадке могла образоваться относительно более кислая среда, в которой глинозем остался неподвижным и произошло образование монтмориллонитовых глин (Милло, 1969). В пользу этого говорит также наличие в мощном слое метабентонита Швеции каолинита.

В Эстонии, на периферии ареала распространения пеплов, не сложились условия, благоприятные для изменения кислотности, и процессы преобразования протекали в сильно щелочной среде с выносом как кремнезема, так и глинозема. Этим легко объяснить образование здесь преимущественно гидрослюдистых глин.

Высокое содержание в метабентонитах калия, по-видимому, пропорционально доле полностью растворенного пепла, сконцентрировавшегося в остаточных продуктах. Этим же предопределена возможность раскристаллизации наиболее устойчивых частей стекла в калишпат. Считать повышенное содержание калия результатом адсорбции из морской воды нам кажется неправильным. Гидрослюдистые глины нерастворимого остатка известняков не содержат калия больше, чем это обычно свойственно данной группе минералов. Весьма распространенное мнение о том, что содержание калия тем выше, чем тоньше слои и чем продолжительнее отложение материала, нашими данными не подтверждается.

В заключение авторы выражают искреннюю благодарность Э. Юргенсон и Х. Вийдингу за критический просмотр статьи и ценные замечания, а также В. Ванамб и К. Утсалу за проведение рентгеновских определений частиц вулканического стекла.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. 1961. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.
 Лодочников В. Н. 1955. Главнейшие породообразующие минералы. М.
 Милло Ж. 1969. Геология глин. М.
 Минералы. 1972. Справочник под ред. С. В. Чухрова, III, вып. 1, М.
 Утсал К., Юргенсон Э. 1971. Минералогия метабентонитов Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 20, № 4.
 Чайников В. И., Черныш В. Н., Волкова Т. И. 1971. Вулканический пепел в осадках Японского моря. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 9.
 Юргенсон Э. А. 1958. Метабентониты Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.
 Byström A. M. 1954. "Mixed Layer" minerals from the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. Nature, 173, Nr. 4408.
 Byström A. M. 1956. Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. Sver. Geol. Undersökn., Ser. C, Nr. 540.

Управление геологии
 Совета Министров Эстонской ССР

Поступила в редакцию
 13/XII 1972

P. VINGISAAR, T. MURNIKOVA

UUSI ANDMEID MÕNEDE EESTI ALAMKARADOKI METABENTONIITIDE MINERALOOGIA KOHTA

Peamiselt keemilise ja mineraloogilise analüüsi tulemustele tuginedes esitatakse uusi andmeid keila ja jõhvi lademete piiril lasuva nn. peabentoniidikihi ning mõnede idavere lademe metabentoniitide aleuriitse fraktsiooni kohta. Näidatakse, et kaaliumpäevakiviks kristalliseeruvad agregaatosakesed olid algselt vulkaanilises tuhas leidunud happelise vulkaanilise klaasi fragmendid.

Kvartsi, päevakivide ja teiste mineraalide idiomorfne või teravakandiline kuju kõneleb terrigeense komponendi puudumisest ja metabentoniidi lühiaegsest kuhjumisest. Vulkaanilise päritoluga rasketest mineraalidest esineb kõige rohkem biotiiti, tsirkooni, almandiini, monatsiiti ja leukokseeni.

P. VINGISAAR, T. MURNIKOVA

NEW DATA ON THE MINERALOGY OF SOME ESTONIAN LOWER CARADOCIAN METABENTONITES

At a complex study of the metabentonite stratum situated at the border of the Keila and Jõhvi Stages (d; XXII), and of some stratalets of the Idavere Stage it became possible to define the composition of the aleuritic fraction. On the basis of microscopic and chemical analysis, the aggregate particles separated in the light fraction are considered by the authors to be

acid volcanic glass, a component part of volcanic ash; they are now being re-crystallized into potassium feldspar.

The content of such ash particles in the rock may reach up to 20 per cent. Among the heavy minerals of volcanic origin, the metabentonites of the Keila Stage contain zircon, almandine and monazite. In the Idavere Stage, in addition to the two first-mentioned, there is also leucoxene.

The high content of potassium in the metabentonites of Estonia, in comparison with the corresponding strata of Sweden which are regarded to be nearer to the centre of explosion, are explained by the different physical and chemical conditions in the deposit which, in turn, may have been influenced by the different thicknesses of the deposited volcanic rock.