

ISSN 0494-7304 0082-1756

TARTU ÜLIKOOLI
TOIMETISED

УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ ТАРТУСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

885

ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ
КОРЕННЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ПОРОД ЭСТОНИИ

Труды по геологии

XI

TARTU  1990

TARTU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕНЫЕ ЗАПИСКИ ТАРТУСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS

Alustatud 1893.a. VIHK 885 ВПУСК Основаны в 1893.g.

ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ
КОРЕННЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ПОРОД ЭСТОНИИ

Труды по геологии

XI

ТАРТУ 1990

Redaktsioonikolleegium: J. Kirs (vastutav toimetaja),
A. Loog, A. Oraspõld

Редакционная коллегия: Ю. Кирс (ответственный редактор),
А. Лоог, А. Ораспыльд

Ученые записки Тартуского университета.

Выпуск 885.

ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ КОРЕННЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ

ПОРОД ЭСТОНИИ.

Труды по геологии XI.

На русском языке.

Резюме на английском языке.

Тартуский университет.

ЭССР, 202400, г.Тарту, ул.Пликооли, 18.

Ответственный редактор Ю. Кирс.

Корректор Н. Стороженко.

Подписано к печати 15.02.1990.

Формат 60x90/16.

Бумага писчая.

Машинопись. Ротапринт.

Учетно-издательских листов 7,52. Печатных листов 8,0+0,75 п.л.вкеек

Тираж 295.

Заказ № 96.

Цена I руб. 50 коп.

Типография ТУ, ЭССР, 202400, г.Тарту, ул.Тийги, 78.

2 - 6

СТРУКТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЭСТОНИИ

Т. Кууспалу, Ю. Кирс

Целью этой статьи является обобщение накопившихся к настоящему времени рентгенографических и оптических данных по калиевым полевым шпатам кристаллических пород фундамента Эстонии. Основой для этого является 246 определений степени рентгеновской триклинности (Δ) и 514 определений угла оптических осей ($2V$), а также макро- и микроскопические наблюдения большого количества образцов.

Изучение калишпатов началось еще в 1966 г. Из-за многих обстоятельств исследование проводилось не по единому плану; в результате многие образцы калишпатов изучены только рентгенографически, другие — только оптически. В работе использованы коллекции работников как кафедры геологии ТУ, так и ПГО "Эстонгеология". Все рентгеновские определения проводились при минералогическом кабинете кафедры геологии Тартуского университета. Основная часть определений $2V$ проводилась Т. Кууспалу, кроме того, использованы оптические измерения (61 шт, из скв. Йыхви I и Йыхви II), произведенные Х. Коппелмаа и Х. Перенс.

Методика

Степень рентгеновской триклинности определялась методом рентгеновского дифрактометра по расщеплению пиков (I_{31}) и ($I_{\bar{3}1}$), согласно методике, предложенной Ю.Р. Гольдсмитом и Ф. Лавесом /Марфунин, 1962/. Пробы выбирались из породы на глаз или под биноклем. Препараты изготовлялись преимущественно на невращающихся стеклянных подложках с бумажными краями /Утсал, 1971/. Технические условия съемки: установка УРС-50 ИМ, медное излучение, скорость счетчика — 0,5 в минуту. Дифрактограммы снимались в области 2θ от 20° до 32° .

Были предприняты попытки оценить содержание альбитово-

го компонента в твердом растворе по положению отражения $(20\bar{1})$ калишпата с использованием внутреннего эталона (кварц). Как данные местоположения пика $(20\bar{1})$ калишпата, так и расстояние пиков $(20\bar{1})$ калишпата и пертитового альбита показали, что даже самые моноклинные из изученных образцов представляют собой распавшиеся твердые растворы - микро- и криптопертиты с сравнительно чистыми крайними фазами.

Чтобы повысить достоверность определения степени триклинности Δ , область 2θ от 29 до 32 снималась трижды. Точность значений Δ , по-видимому, не превышает $\pm 0,05$. Она заметно снижается при малых Δ ($\Delta < 0,5$). Примеры интересных нас участков дифрактограмм и их интерпретация приведены на рис. 1. В случае, когда на дифрактограмме в области

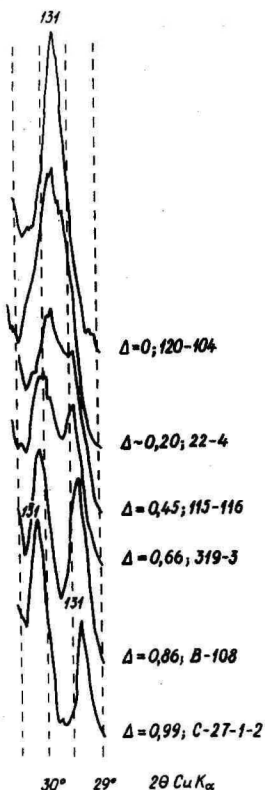


Рис. 1. Примеры дифрактограмм в области отражений $|I3I|/|I3I|$ из образцов с различной триклинностью.

$2\theta = 29-30,5$ вместо одного ($I\bar{3}I$) или двух ($I3I$) и ($I\bar{3}\bar{I}$) пиков появились три более или менее четко выраженных пика, образец интерпретировался как смесь нескольких отличных рентгеновской триклинностью фаз калиевого шпата.

Угол оптических осей $2V$ калишпатов измерялся на Федоровском столике ортоскопически по выходу двух осей в обычных петрографических шлифах. Положение каждой оси фиксировалось трижды; кроме того, по мере возможности, $2V$ измерялся в нескольких зернах. Практическая точность составляет $1 - 2^\circ$. Она несколько снижается в сторону малых углов $2V$ вследствие неточного установления индикатрисы и в сторону больших углов, которые преимущественно характерны решетчатым разностям микроклинового калишпата.

Использованный материал

Образцы калиевых полевых шпатов отобраны преимущественно из керна глубоких буровых скважин территории Эстонии (50 скважин), в меньшей мере - с обнажений островов Финского залива, с о. Суурсаар и о. Суур Тютарсаар (рис. 2).

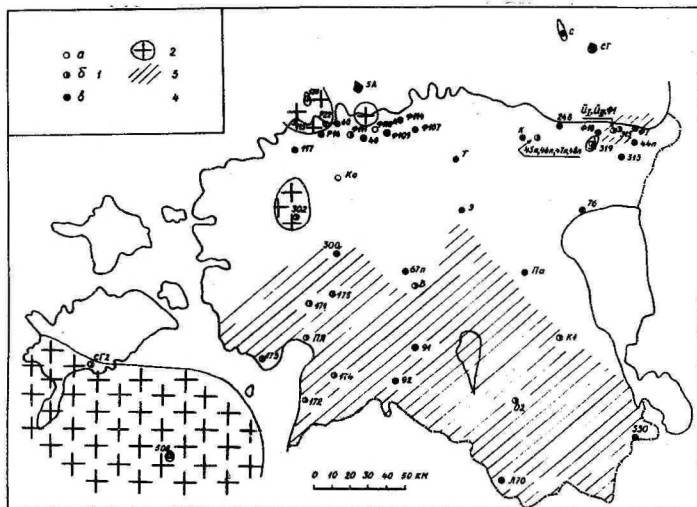


Рис. 2. Схема расположения изученных буровых скважин и обнажений. I - скважины и обнажения, для которых имеются определения калишпата: а - только угла оптических осей $2V$, б - $2V$ и степени рентгеновской триклинности Δ , в - только Δ ; объяснение символов скважин приведено в табл. I и II; 2 - массивы посткинematических гранитов; 3 - область гранулитовой фации метаморфизма; 4 - (незаштрихованное) область амфиболитовой фации метаморфизма.

Таблица I

Данные рентгеновской триклинности Δ и угла оптических осей $2U$ некоторых образцов кристаллических пород фундамента Эстонии

Пор. №	Номер образца	Глубина м	Наименование породы	Калиевый полевой шпат	
				Δ	$2U^\circ$
I	2	3	4	5	6
I Породы поля амфиболитовой фации метаморфизма					
1.	ФIII-I	223,8	Пегматоидный гранит	0,92	83, 83, 84
2.	ФIII-5	229,0	Гранито-гнейс	0,96	82, 84, 85
3.	45п-159 ^Б	245,0	Теневой гранит	0,97	84, 84, 85, 86
4.	45п-172 ^А	263,2	Гранит	0,85	82, 83, 84, 84
5.	46 ^А п-76	142,1	- " -	0,87	75, 78
6.	46 ^А п-86	169,4	- " -	1,00	85, 86
7.	47п-110	226,9	"Черный" гнейс	0,81	81, 84, 87
8.	В-106	424,4	Гранит	0,69	86
9.	В-108	424,9	Мигматизированный биотит-амфиболовый гнейс	0,86	71, 85, 87
10.	В-121	438,4	Гранит	0,85	84, 87
II Породы поля гранулитовой фации метаморфизма					
11.	ЙII-40	361,2	Гранат-кордиеритовый гнейс	0 (дифф.)	82
12.	315-109	233,6	Пегматит	0	53
13.	315-110	237,7	- " -	0 (дифф.)	72
14.	171-7725	453,2	Гранито-гнейс	0	68, 69, 69
15.	171-7754	483,6	- " -	0	69, 70, 72
16.	171-7759	489,9	Гранит	0	68, 69, 69
17.	171-7768	500,7	Гранито-гнейс	0	62, 62, 63
18.	172-5532	656,2	Мигматизированный биотитовый гнейс	0,28	54, 56, 57
19.	172-5534	661,5	- " -	0	63, 64, 65, 65
20.	172-5542	678,6	- " -	0	56, 56, 58
21.	173-9533	592,4	- " -	0,59	75, 78, 79
22.	173-9553	622,6	- " -	0	64

продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6
23. I74-6533	592,1	Мигматизированный биотитовый гнейс	0,29	82, 85, 85	
24. I74-6539	599,0	Гранатсодержащий мигматизированный биотитовый гнейс	0	71, 71, 73, 74, 75, 83	
25. I74-6544	606,2	- " -	0,20	74	
26. I75-8934	454,2	Мигматизированный гиперстеновый гнейс	0	62, 63, 65	
27. ПЯ-2I09	562,8	Гиперстенсодержащий гранит	0-0,20	68, 69	
28. ПЯ-2I11	550,6	- " -	0-0,4I	67, 69, 70	
29. ПЯ-2I20	518,6	- " -	0	64, 65, 66	
30. O2-4094	633,0	Пегматоидный гранит	0 (дифф.)	54, 64, 64	
31. O2-4096	638,3	Гранит	0	61, 74	
32. O2-4105	646,2	Пегматоидный гранит	0	74, 74	
33. KI-4II7	487,3	Гиперстенсодержащий гранит	0 (дифф.)	72	
III Посткинематические калиевые граниты и граниты рапакиви					
34. II5-II6	I94,6	Порфиroidный калиевый гранит	0+0,64	67, 71 до 86 ⁺	
35. I20-I05	I38,2	Трахитоидный калиевый гранит	0,58	до 78-87 ⁺⁺	
36. P22-4	I37,0	Порфиroidный калиевый гранит	0	75, 75, 78	
37. 302-I4 ^A	330,7	- " -	0,66	65, 67, 68	
38. 302-I0I0	363,0	- " -	0,83	75, 79, 80	
39. 3I9-15	285,5	- " -	0,86	78, 79, 80	
40. 3I9-35	305,4	- " -	0,94	65, 70, 75	
41. 3I9-48	318,2	- " -	0,93	81, 83, 83, 83	
42. 3I9-62	331,5	- " -	0,82	81, 84	
43. 3I9-73	342,5	- " -	0,88	80, 81	
44. CI2-28	562,2	Гранит-порфир	0,53+I,0	81, 83	
45. CI2-29	569,8	- " -	0,57+I,0	79	
46. 500-4	787,4	- " -	0	81, 82	
				56, 58 (вкрапленники)	
				61, 65 (осн. масса)	

+ Перифер. часть фенокристалла

++ Центр. часть - " -

Изученные скважины размещены почти по всей площади Эстонской ССР (рис. 2). Охвачены поля амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Представлены все выделяемые в настоящее время структурные зоны и толщи. Среди образцов имеются представители главных содержащих калиевый полевошпат разновидностей кристаллических пород фундамента Эстонии. Перечислим их с указанием важнейших скважин, в которых они изучены. Инфракрустальные образования: 1. посткинematические калиевые граниты и граниты рапакиви (скважины см. на табл. I, II и III и рис. 2); 2. остальные гранитоиды; они разнообразны по структуре и текстуре, являются изофациальными или субизофациальными с окружающими метаморфитами и относятся главным образом к позднекинematическим мигматитообразующим гранитам[†]; граниты изучены в большинстве разрезов супракрустальных толщ (табл. I-III, рис. 2); 3. прочие инфракрустальные породы, как гнейсограниты (скв. Кестла 248, Лаанеметса Л70), кварцевые диориты (скв. Абья 92), мигматизированные кварцевые диориты (скв. Ласнамяэ 60) и мигматизированные габбронориты (скв. Тапа). Супракрустальные образования: 1. гранитогнейсы (скв. Сели ФIII, Кийу ФIII4, Арэ I7I); 2. биотит-полевошпатовые гнейсы лептитового типа (скв. Кейла II7, Вока 3I5, Хяемеесте I72, Кохила, Выхма); 3. биотитовые гнейсы (скв. Таллинн P16, Пиллапалу ФI07, Ульясте 48п, Ягала II0^A, Кабала, Ристикюла I74, Печоры 330); 4. биотит-амфиболовые гнейсы (скв. Выхма, Кохила); 5. амфибол-двупироксеновые гнейсы (скв. Тоотси I75, Салисте I73, Вильянди 9I); 6. высокоглиноземистые гнейсы (скв. Ульясте 47п, Ряятсма 3I3, Ягала II0^A, Кынну 300, Йыхви II); 7. магнетитовые кварциты (скв. Йыхви I, Йыхви II).

Различные типы пород изучены с различной степенью детальности, и, что особенно существенно, различные по размеру зерна породы - различными методами. Так, например, рентгеновская триклинность определена и характеризует в основном средне- и крупнозернистые породы, в первую очередь гранитоиды (табл. II). Определения для гнейсов со-

[†]К ним в данной работе отнесены автономные обособления гранитного состава, в то время как порфиробластические мигматиты рассмотрены в составе гнейсов и мигматизированных гнейсов.

Данные рентгеновской триклинности Δ кристаллических пород фундамента Эстонии

Пор. №	Название, номер и символ скважины, обозначения	Кол-во опр-ний	Интервал колебания Δ	Значения Δ	
				Гнейсы и мигматизированные гнейсы	Гранитоиды
I Породы поля амфиболитовой фации метаморфизма					
1.	Прангли 5А	I	0,96	-	0,96
2.	Таллин P16	I	0	0	-
3.	Кейла II7	6	0,52-0,97	0,52	0,84; 0,94; 0,58; 0,75; 0,97
4.	Ласнамяэ 10	I	0,49	0,49	-
5.	Сели ФIII	43	0,80-1,00	0,92; 0,96	0,92; 0,99; 1,00; 0,95; 0,96; 0,96; 0,96; 0,94; 0,89; 0,93; 0,99; 1,00; 0,92; 0,99; 0,95; 0,94; 1,00; 0,97; 0,96; 0,96; 0,96; 0,80; 1,00; 0,95; 0,99; 0,94; 0,98; 0,96; 0,96; 1,00; 1,00; 0,99; 0,94; 0,96; 0,93; 0,93; 0,90; 0,92; 1,00; 0,93; 1,00
6.	Арукюла 40	I	1,00	-	1,00
7.	Парила Ф109	13	0,85-1,00	0,96; 0,85; 0,97	1,00; 1,00; 1,00; 0,95; 0,96; 1,00; 0,89; 0,88; 0,99; 0,98; 0,98; 0,85
8.	Кийу ФII4	3	0,85-1,00	1,00	-
9.	Пиллапалу Ф107	4	0,90-0,99	0,95; 0,99; 0,99; 0,90	-
10.	Тапа Т	2	0-0,56	-	0; 0,56
11.	Выхма В	4	0,69-0,90	0,86	0,69; 0,90; 0,85
12.	Ваки 67п	3	0,78-0,86	-	0,83; 0,78; 0,86
13.	Эллавере Э	I	0,93	-	0,93
14.	Паламусе Па	I	0,75	-	0,75
15.	Раннапунгерья 76	I	0,86	-	0,86
16.	Кабала К	II	0,84-0,99	0,86	0,89; 0,94; 0,94; 0,99; 0,89; 0,88; 0,92; 0,84; 0,91; 0,91
17.	Ульясте 45п	3	0,85-0,98	-	0,86; 0,89
18.	Ульясте 46п	3	0,75-1,00	-	0,94; 0,95; 0,88
19.	Ульясте 47п	4	0,31-0,89	0,53; 0,31; 0,81	1,00; 0,75; 0,87
20.	Кестла 248	I	0,97	-	0,89; 0,91; 0,89; 0,89; 0,95; 0,95; 0,79; 0,97; 0,85
21.	Пээрри ФI8	2	0,86-0,89	-	0,86; 1,00; 1,00; 0,99; 0,81; 0,94; 0,91; 0,97; 0,95; 0,88
22.	Пяятса 3I3	5	0,73-0,95	0,73; 0,74	0,96; 0,91; 0,89; 0,89; 0,79; 0,95; 0,97; 0,85
23.	Вийвиконна 44п	2	0,91-1,00	-	0,89; 0,76; 0,49; 0,59; 0,94; 0,98; 0,67; 0,69; 1,00; 1,00; 0,99
24.	о.Суур Тютарсаар СТ	23	0,79-1,00	-	1,00; 0,89; 0,95; 0,95; 0,79; 0,86; 1,00; 1,00; 0,99; 0,81; 0,94; 0,91; 0,97; 0,95; 0,88; 0,96; 0,91; 0,89; 0,89; 0,79; 0,95; 0,97; 0,85
25.	о.Суурсаар С	II	0,49-1,00	-	0,69; 0,76; 0,49; 0,59; 0,94; 0,98; 0,67; 0,69; 1,00; 1,00; 0,99
II Породы поля гранулитовой фации метаморфизма					
26.	Ийхви I II	2	0,81-0,89	-	0,81; 0,89
27.	Ийхви II III	3	0-0,89	0; 0,68;	0,89
28.	Ийхви ФI	I	0,74	-	0,74
29.	Вока 3I5	4	0-0,56	0	0; 0,56; 0
30.	Турсамяэ Ф7	5	0-0,90	0,86	0,53; 0,90; 0,20; 0+0,77; 0
31.	Кинну 300	5	0-0,30	0; 0,30; 0; 0	0,20
32.	Тоотси I75	I	0	0	-
33.	Аре I7I	4	0	0; 0; 0;	0
34.	Селисте I73	3	0-0,59	0,59; 0	0,25
35.	Пярну ПI	6	0-0,41	-	0; 0,41; 0; 0,20; 0+0,36; 0
36.	Ристикюла I74	4	0-0,29	0,29; 0; 0,20; 0	-
37.	Хяндеместе I72	3	0-0,28	0,28; 0; 0	-
38.	Вильянди 9I	4	0-0,20	0	0; 0,20; 0
39.	Асья 92	3	0-0,94	-	0,94; 0; 0,49
40.	Каатвере KI	2	0-0,87	-	0; 0,87
41.	Отепя 02	3	0	-	0; 0; 0;
42.	Лаанеметса Л70	I	0,97	-	0,97
43.	Нечорн 330	2	0,93-0,94	0,93	0,94
III Посткинematические калиевые граниты и граниты рапакиви					
44.	Найссаар I20	4	0-0,89	-	0; 0+0,48; 0; 0,89
45.	Мурасте II5	3	0-0,73	-	0,73; 0+0,64; 0,58
46.	Таллин P22	I	0,20	-	0,20
47.	Эреда 3I9	20	0,34-0,99	-	0,94; 0,66; 0,94; 0,99; 0,34+0,86; 0,86; 0,90; 0,81; 0,90; 0,96; 0,68; 0,94; 0,88; 0,90; 0,93; 0,91; 0,94; 0,95; 0,82; 0,88; 0,66; 0,80; 0,90; 0,91; 0,83; 0,76;
48.	Ваймьйза 302	6	0,66-0,91	-	0,66; 0,80; 0,90; 0,91; 0,83; 0,76;
49.	Кингиссепп СТ2	2	0,53-0,57	-	0,53+1,00; 0,57+1,00
50.	Рухну 500	4	0-0,40	-	0,40; 0,20; 0,39; 0

Примечания: 1. Значения Δ приведены в порядке глубины отбора образцов.

2. Двойные значения (например 0 + 0,77) обозначают смесь различных фаз при преобладании первого.

Данные угла оптических осей 2U калишпата кристаллических пород Эстонии

Пор. №	Название, номер или символ скважины	Количество		Интервал колебания -2U, °	Значения -2U, °	
		изуч-ных шлифов	определений		гнейсы и мигматизированные гнейсы	гранитоиды
I Породы поля амфиболитовой фации метаморфизма						
I.	Сели Ф III	18	54	79 до 87	82, 84, 85; 82, 83, 84; 81, 84, 86; 81, 84, 85, 86; 80, 82, 83; 80, 81, 83; 83, 84, 84; 83, 84, 85; 75, 83, 85; 79, 81, 86; 82, 82, 86; 82, 85, 86; 84, 87; 80, 81, 84.	83, 83, 84; 82, 83, 84; 81, 83, 84; 82, 86, 87.
2.	Ягала Ф IIO ^A	18	58	60 до 84	60, 60, 63, 65, 66; 69, 69; 70, 70, 71; 61, 63, 71; 64; 65, 65, 66, 69, 70; 60, 62; 66, 67; 63, 65, 69.	71, 73; 63, 73, 76; 70, 71, 72; 62, 68; 64, 67, 78; 64, 69, 69, 70, 75; 81, 82, 83; 69, 70, 81, 84; 65, 67, 69; 71, 80, 80, 81.
3.	Кохила Ко	54	135	58 до 85	67, 68; 74; 82, 84, 84; 83, 84, 84; 70, 71, 76; 69, 69, 74; 74, 76, 81; 83; 65, 68; 64, 66, 69; 64, 69, 72; 58, 62, 64, 68; 60, 60, 62; 70, 72; 78, 80; 67, 67, 72; 60, 60, 62; 68; 58, 65, 66, 66; 66, 67, 73; 66, 68, 68; 64, 66, 68; 76, 82, 83; 79, 80, 81; 77, 79; 77, 77, 80; 64, 64, 66; 78, 78, 80; 81, 82, 83; 80, 84, 85; 82; 64, 64; 64, 70, 73;	79, 80, 82; 74, 72; 70, 78, 78, 80; 72; 72, 76, 77; 74, 74, 74; 76, 76; 78; 76, 78, 79; 81, 82; 68, 73, 76; 71, 80, 81; 67; 81, 71, 73; 70, 79; 76; 64, 66; 66; 62, 64; 62, 63, 66; 69, 72, 76;
4.	Выhma B	9	16	65 до 87	71, 85, 87; 66; 79, 80, 84; 84; 71; 82.	86; 65, 71, 74; 84, 87.
5.	Ульясте 45П	2	8	82 до 86		84, 84, 85, 86; 82, 83, 84, 84.
6.	Ульясте 46П	2	4	75 до 86		75, 78; 85, 86;
7.	Ульясте 47П	3	5	74 до 87	74; 77; 81, 84, 87.	
8.	Ульясте 48П	1	3	79 до 87	79, 84, 87.	
II Породы поля гранулитовой фации метаморфизма						
9.	Ихви I ИI	19	52	52 до 87	60, 63; 68, 72, 73, 81; 60; 57, 75, 80; 60, 65; 59; 67, 79; 60, 81, 83; 84; 63, 84, 85, 87; 57, 86; 57, 60, 62; 52, 56, 60, 62, 64; 76, 85, 87; 64, 68, 70, 70, 72; 54; 55, 56.	82, 83, 87; 79, 80, 83; 58, 60.

I	2	3	4	5	6	7	
10.	Йлькви II	ИП	8	9	53 до 83	82; <u>72, 82</u> ; 83; 70; 74; 56; 53.	83.
11.	Вока 3I5		4	10	53 до 83	<u>58, 63, 66, 70, 72</u> ; 82, 82, 83.	53; 72
12.	Тоотси I75		1	3	62 до 65	62, 63, 65.	
13.	Арэ I7I		4	II	62 до 72	68, 69, 69; 69, 70, 72; 62, 62, 63.	68, 69.
14.	Селлесте I73		3	5	64 до 85	75, 78, 79; 64.	85.
15.	Пярну ПЯ		4	II	63 до 70		64, 65, 66; 63, 64, 67; 67, 69, 70; 68, 69.
16.	Ристикюла I74		3	10	71 до 85	<u>82, 85, 85; 71, 71, 73, 74, 75, 83; 74.</u>	
17.	Хяядемезесте I72		16	57	48 до 69	<u>56, 56, 59, 60, 62; 55, 56, 59; 54, 56, 61; 56, 59, 62; 60, 64, 65, 66, 69; 56, 59, 63; 48, 53, 54; 54, 56, 57; 50, 52, 57, 57; 58, 58, 63, 64, 65, 65, 65; 50, 56, 60; 55, 56, 60; 57, 61, 61; 53, 61, 61; 56, 56, 58; 48, 48, 53.</u>	
18.	Каагвере KI		I	I	72		72
19.	Отеля O2		3	7	54 до 74		<u>54, 64, 64; 61, 74; 74, 74.</u>
III Посткинематические калиевые граниты и граниты рапакиви							
20.	Найссаар I20		5	II	65 до 86		75, 75, 78; 67, 68; <u>66, 73, 79</u> ; 65, 65; 86.
21.	Мурасте II5		3	I5	65 до 87		<u>65, 68, 71, 75, 78, 88; 80, 81; 68, 71, 79, 81, 82, 86, 87.</u>
22.	Таллин P22		1	3	65 до 68		65, 67, 68.
23.	Эреда 3I9		5	I3	65 до 84		65, 70, 75; 81, 83, 83, 83; 81, 84; <u>80, 81; 81, 83.</u>
24.	Ваймьйза 302		2	6	75 до 80		75, 79, 80; 78, 79, 80.
25.	Кингиссепп CI2		2	3	79 до 82		79, 81, 82;
26.	Рухну 500		1	4	56 до 65		<u>56, 58, 61, 65.</u>

Примечания: 1. Значения 2У приведены в порядке глубины отбора шлифов; определения, разделенные запятой, принадлежат одному шлифу.
2. Подчеркнуты шлифы, в которых устанавливаются значительные (>7°) колебания 2У.

ставляют только 17% от общего количества определений; это обусловлено трудоемкостью отбора мономинеральной фракции калишпата из мелкозернистой породы. И наоборот, измерения $2V$ произведены преимущественно (62%) в мелко- и среднезернистых гнейсах (табл. III), в которых легче отыскать подходящее для измерения сечение. Наиболее полно и равномерно исследованы посткинematические граниты и граниты рапакиви и магматитообразующие граниты.

Из-за указанных особенностей подробная характеристика калиевого полевого шпата всех пород не представляется возможной. Авторы ограничились статистическим сопоставлением свойств калишпата на уровне более общих групп пород: посткинematических гранитов и остальных кристаллических пород, кристаллических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, гнейсов и гранитоидов и т.д.

Результаты статистического сопоставления

Результаты определений сведены в таблицах I, II и III и на рис. 3, 4 и 5. Основные закономерности, прослеживаемые на них, сводятся к следующему.

Среди 46 образцов, для которых определены Δ , и $2V$ (табл. I, рис. 3), представлены почти все структурно-оптические типы калишпата. Чаще других встречаются рентгеновски существенно моноклинные и триклинные разности - высокие и промежуточные ортоклазы и соответственно крипторешетчатые и максимальные микроклины, по терминологии А.С. Марфунина /1962/. Первые свойственны гнейсам и гранитам поля гранулитового метаморфизма, вторые - гнейсам и гранитам амфиболитовой фации. Посткинematические граниты характеризуются варьирующими структурно-оптическими типами, причем отмечается некоторая специализация по отдельным массивам. Более детальный анализ упорядоченности К-фазы щелочных полевых шпатов из массивов посткинematических калиевых гранитов Эстонии проведен в работе Ю. Кирса /1986/, откуда следует, что статистически наименее упорядоченными (с фазами высоко-промежуточного ортоклаза и промежуточного микроклина) являются калишпаты из Найссаарского, а наиболее упорядоченными (с фазами, близкими к максимальному микроклину) калишпаты из Эредаского массивов. Калишпаты из Мярьямааского и Неэмеского массивов являются преимущественно промежуточными микроклинами, часто близкими к максимальному микроклину.

Калишпаты из гранит-порфиров Рижского плутона рапакиви имеют, по немногочисленным данным (табл. I, II, III), структурное состояние высокого ортоклаза и крипторешетчатого микроклина.

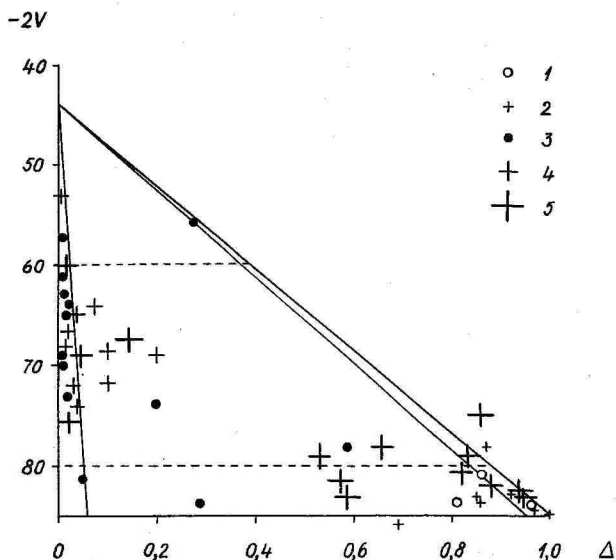


Рис. 3. Диаграмма $\Delta - 2V$ для калиевых полевых шпатов фундамента Эстонии. 1 - гнейсы и мигматизированные гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма; 2 - граниты поля амфиболитовой фации; 3 - гнейсы и мигматизированные гнейсы гранулитовой фации; 4 - граниты поля гранулитовой фации; 5 - посткинematические граниты.

При прослеживании закономерности поведения на большем количестве образцов ($N=246$) (табл. II, рис. 4) выявляется, что в изученном наборе образцов четко преобладают высокотриклинные калишпаты; второй, меньший максимум образуют моноклинные калишпаты. Калиевые полевые шпаты промежуточной триклинности сравнительно мало распространены (рис. 4, А). Такую же общую характеристику дают калишпаты взятых отдельно посткинematических гранитов (рис. 4, Б). Распределение моноклинных и триклинных калишпатов в кристаллических породах гранулитового и амфиболитового полей резко различается (рис. 4, В): первые характерны почти

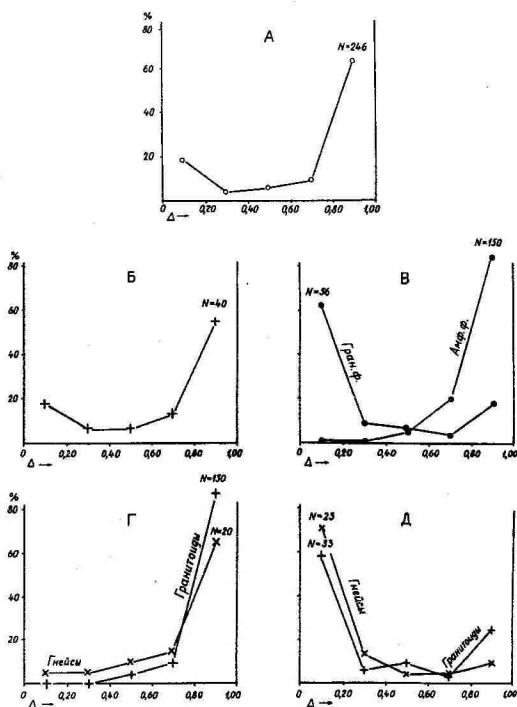


Рис. 4. Распределение значений Δ :

А - во всей совокупности изученных пород; Б - в посткинematических гранитах; В - в кристаллических породах полей амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма (без гранитов рапакиви); Г - в гнейсах и гранитоидах амфиболитовой фации; Д - в гнейсах и гранитоидах гранулитовой фации.

исключительно для кристаллических пород гранулитовой фации, вторые для кристаллических пород амфиболитовой фации. Сравнение калишпата гнейсов и мигматитообразующих гранитов (т.е. без посткинematических гранитов как амфиболитового, так и гранулитового полей (рис. 4, Г и Д) показывает, что в обоих случаях кривые встречаемости близки, но гнейсы обладают несколько более моноклинным калишпатом по сравнению с гранитами.

Рис. 5 и табл. III дают представление о распределении значений $2V$, которое является прямой мерой степени Al/Si упорядочения структуры /Марфунин, 1962, Stewart, 1975/. В

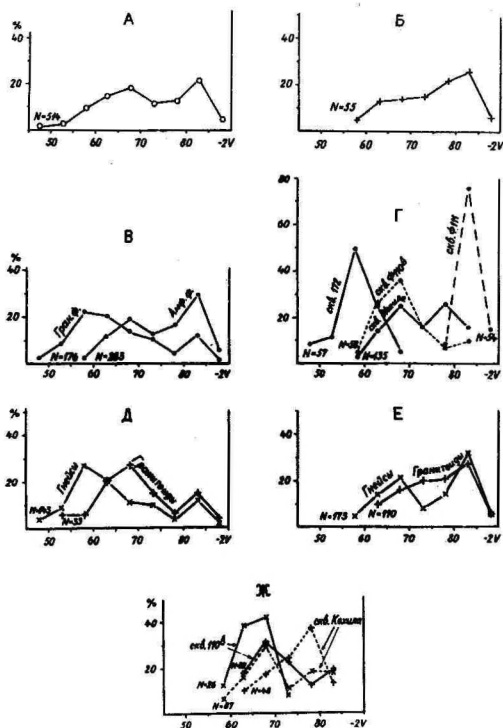


Рис. 5. Распределение значений $2V$;

А - во всей совокупности изученных пород; Б - в пост-кинematicких гранитах; В - в кристаллических породах полей амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма; Г - в отдельных детально изученных скважинах; Д - в гнейсах и гранитоидах поля гранулитовой фации; Е - то же для поля амфиболитовой фации; Ж - то же для детально изученных скважин.

распределении значений $2V$ наблюдаются закономерности, принципиально аналогичные закономерностям в распределении Δ . Во-первых, статистически калишпат амфиболитовой фации значительно более упорядочен, чем калишпат гранулитовой фации. Это выражается как в различии максимумов $2V$ калишпатов гранулитовой и амфиболитовой фаций, так и в существенном (10) различии минимальных значений $2V$ этих фаций (рис. 5, В). На рис. 5, Г приведены кривые встречаемости $2V$ четырех детально изученных и наиболее контрастных (по

2V) разрезов. Они демонстрируют то же самое, но, кроме того, и индивидуальность этих разрезов. Исключительной упорядоченностью калишпата выделяется скв. Сели ФIII, в которой породы представлены мигматизированными биотитовыми гнейсами типа гранито-гнейса. Во-вторых, также (весьма четко) выявляется смещение максимумов кривых и минимальных значений 2V между гнейсами и гранитоидами обеих фаций (рис. 5, Д и Е), как и в случае отдельных разрезов (рис. 5, Ж). Это показывает, что калишпат гранитоидов несколько более упорядочен по сравнению с вмещающими их гнейсами.

При всех указанных закономерностях нужно отметить вариации Δ и 2V калишпата. Колебания наблюдаются на разных уровнях: в пределах выделяемых групп пород, в пределах отдельного разреза, в пределах одного типа породы одного разреза (табл. II и III, рис. 4 и 5), а для 2V - и в пределах шлифа (табл. III), зерна и двойника. Если колебания 2V калишпата в пределах шлифа обычны и отмечаются как в гнейсах, так и в гранитоидах, то колебания его в пределах зерна встречаются реже и свойственны гранитоидам, как поздне-, так и посткинematическим. В одних случаях (некоторые посткинematические граниты) колебания 2V и Δ подчиняются хорошо выраженной кристаллографической зональности /Кууспалу, 1975/, в других случаях (позднекинematические граниты скв. Ягала ФIIO^A, а также посткинematические граниты) участки с различным 2V образуют неправильные пятна в кристалле. Заметное различие ($7-II^0$) 2V соседних индивидов микроклинового двойника зарегистрировано для трех шлифов из гранитов скв. Кохила.

Микроскопические наблюдения

Микроскопические наблюдения подразделяются на оптически гомогенные и микропертитовые. Судя по рентгенографическим данным, упомянутым ранее, и минимальным значениям 2V (-48^0 и выше), оптически гомогенный калишпат представлен криптопертитом.

Криптопертитовый калишпат встречается довольно редко и главным образом в гнейсах гранулитовой фации, а как исключение также в гнейсах амфиболитовой фации метаморфизма.

Микроскопически это однородный стекловидный калишпат с относительно малым углом оптических осей порядка от -48 до -60° . Микропертитовые разновидности калишпата на основе морфологии пертитовых вростков можно классифицировать как веретенообразный, жилковатый, плетенчатый и пятнистый микропертиты. В веретенообразном микропертите пертитовые вростки имеют форму мельчайших веретен, капель или линз; они распределены равномерно по всему зерну, за исключением узкого внешнего края, который обычно лишен пертитовых вростков. Веретенообразный тип микропертита очень характерен для пород гранулитовой фации метаморфизма. Жилковатый и плетенчатый пертиты широко распространены в гнейсах и гранитах амфиболитовой фации метаморфизма. Пятнистые пертиты свойственны главным образом посткинematическим гранитам.

Кроме того, в редких случаях попадает мезопертит; он наблюдается в скв. Ваки 67п в обогащенных кальцием гнейсах.

Указанная выше приуроченность типов пертита к определенным группам пород является общей тенденцией, из которой имеются исключения. На самом деле криптопертит, веретенообразный, жилковатый и плетенчатый микропертиты образуют между собой постепенные переходы и могут наблюдаться совместно, в одном разрезе (например, скв. Кохила).

Микроскопические наблюдения показывают, что характер пертита, микроскопическое двойникование и $2V$ калишпата взаимосвязаны. Соотношение двойникования и $2V$ калишпата подробнее изучено на примере скв. Кохила, Хяндемеэсте I72 и Сели ФIII. Здесь калишпат при $2V = 48-68^\circ$ имеет в скрещенных николях нерешетчатое строение, при $2V = 65-74^\circ$ - неяснорешетчатое строение (участками появляется решетка), при $2V = 71-83^\circ$ - весьма четко решетчатое (решетка имеется, но она несовершенна) и при $2V = 77-84^\circ$ - четкорешетчатое строение. Следовательно, с увеличением $2V$ (с Al/Si упорядочением структуры) происходит усовершенствование и укрупнение микроскопических двойников. Параллельно идет смена типа пертита: от криптопертитового через веретенообразный и жилковатый в плетенчатый пертит.

Обсуждение

Суммируя данные о распространении разных типов калишпата, нужно подчеркнуть следующие главные выводы.

Во-первых, породы гранулитовой и амфиболитовой фации заметно отличаются характером калишпата. Лучше это отличие проявляется в распределении Δ , относящемуся к более крупнозернистому материалу, менее четко - в $2V$, характеризующем более мелкозернистый материал. Калишпат гранулитовой фации представлен почти исключительно ортоклазом, в то время как калишпат амфиболитовой фации преимущественно представлен микроклином, иногда и ортоклазом.

Во-вторых, тип калишпата в позднекинематических мигматитобразующих гранитоидах близок к калишпату вмещающих гнейсов и зависит от фациальной принадлежности последних. В поле гранулитовой фации это преимущественно ортоклаз, хотя иногда присутствуют также фазы микроклина; в поле амфиболитовой фации отчетливо преобладает микроклиновый калишпат. В то же время, сравнивая между собой гнейсы и граниты одной фации, следует отметить смещение степени триклинности и упорядоченности калишпата в сторону гранитоидов. Иными словами, граниты в целом обладают несколько более упорядоченным калишпатом по сравнению с гнейсами. Вне зависимости от того, как интерпретировать процесс упорядочения, сходство свойств калишпата гнейсов и мигматизирующих их гранитов можно, по-видимому, принять как еще одно подтверждение (кроме других минералогических признаков) изофациальности, или, точнее, субизофациальности гранитов с вмещающими их гнейсами.

В-третьих, тип калишпата посткинематических калиевых гранитов и рапакиви варьирует. Эти вариации не обнаруживают прямой связи с типом калишпата вмещающих толщ: Найссаарский массив с наиболее моноклиновым калишпатом приурочен к толщам амфиболитовой фации метаморфизма. Наоборот, отмечается некоторая специализация по массивам /Кирс, 1986/.

В-четвертых, на фоне общих закономерностей устанавливаются существенные колебания Δ и $2V$, наблюдающиеся на разных уровнях, начиная с выделяемых групп пород и кончая отдельными зернами.

Полученные данные по распределению типов калишпата меж-

ду породами амфиболитовой и гранулитовой фации хорошо согласуются с результатами исследований по другим районам. Так, преимущественное развитие ортоклаза в породах гранулитовой фации и микроклина в породах амфиболитовой фации отмечалось уже давно в работах скандинавской школы /Марфунин, 1962; Budding, 1968/. Последующие исследования, в общем подтверждая эту закономерность, показали, что в гнейсах амфиболитовой фации наряду с высокотриклинным микроклином встречаются и промежуточные и моноклинные (ортоклазовые) калишпаты /Седова, 1972/. По данным И.С. Седовой /1972/, наблюдается некоторое отличие калишпата в породах амфиболитовой фации низкого и умеренного давлений: в первых встречается микроклин, во вторых - близкий к ортоклазу калишпат.

При объяснении такого распределения главным фактором ортоклаз-микроклинового превращения обычно считается температура. Это предположение основывается на экспериментах Ю.Р. Гольдсмита и Ф. Лавеса /1956/, Р. Мартина /1974/, Э.Э. Сендерова, Т.М. Яскина /1976/ и других, доказывавших переход природного микроклина в моноклинный калиевый полевой шпат при обжиге в присутствии воды при температурах около 500°C. Предложены несколько диаграмм фазового равновесия санидин-микроклин /см. Кирс, 1981; Parsons, Brown, 1984/. В настоящее время являются общепринятыми взгляды Ф. Лавеса /1956/ на природу ортоклаза как тонко сбалансированного сдвойникового доменного состояния триклинных элементарных ячеек в структуре калишпата, которое возникло в условиях моноклинно-триклинной инверсии. Соотношение фаз ортоклаза и микроклина (проблема т.н. "равновесного" поля ортоклаза) определяется условиями развития структурного дублирования и роста доменов триклинных элементарных ячеек. Большую роль играет здесь соотношение скорости перекристаллизации и охлаждения. При быстром охлаждении Al/Si и K/Na упорядочение и рост доменов в структуре затруднено и возникает ортоклазовый "моноклинный" калишпат (при закалке сохраняется даже санидин). Среди многих факторов, способствующих упорядочению калишпата, прежде всего надо отметить летучие, особенно воды, и стресс /Кирс, 1981, Parsons, Brown, 1984/.

Обращаясь к анализируемому материалу, нужно прежде всего отметить те геологические процессы, в результате ко-

торых, по имеющимся данным, образовались изученные калишпаты (табл. IV).

Таблица IV

Геологические процессы и механизм
образования-преобразования калишпатов
кристаллического фундамента Эстонии

Геологические процессы	Механизм образования-преобразования калишпата
Кристаллизация посткинematических гранитов	Кристаллизация из расплава, перекристаллизация
Тепловое воздействие на окружающие породы	Обжиг ранее существовавшего калишпата
Проявления разломной тектоники	Перекристаллизация в локальном поле стресса
Метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций	Бластез, перекристаллизация, кристаллизация из расплава, метасоматическое развитие

Посткинematические калиевые граниты и граниты рапакиви Эстонии являются типичными магматическими породами, проходившими стадию высокотемпературной кристаллизации /Кууспалу, 1975; Великославинский и др., 1978/. Калишпат в них, очевидно, кристаллизовался первоначально в неупорядоченном виде (в виде санидина), а затем, в твердом состоянии, подвергся упорядочению, проявившемуся в разной степени. Предполагается, что несколько более высокая степень упорядочения, наблюдающаяся в гранитах Мярьямааского и Неэмеского массивов, обязана главным образом относительно высокому содержанию воды, а также, возможно, более медленной кристаллизации при пониженной температуре большей глубины становления по сравнению с калиевыми гранитами других массивов /Кууспалу, 1975; Кирс, 1986/. Наличие кристаллографически правильной зональности в распределении участков с различной упорядоченностью в калишпатах (Найссаарский, Неэмеский, Эредаский массивы) показывает, что предпосылки к различной способности упорядочения создавались уже во время роста кристаллов, в начальной стадии формирования породы /Кирс, 1981; 1986/.

Развитие максимального микроклина в гранитах Эредаско-го массива явно связано с проявлениями (поздне) пост-кристаллизационного стресса /Кууспалу, 1975/.

Одним из геологических процессов, регулирующих структурное состояние калишпата, является возможное приконтактовое воздействие посткинematических гранитов. В литературе имеются многие примеры того, что в ходе приконтактового обогрева первоначально триклинные калишпаты переходят в моноклинные. Это превращение описано также для экзоконтактов массивов гранитов рапакиви /Kornfält, 1969; Vorma, 1972/. Как следует из данных этих исследователей, мощность контактового ореола зависит от размеров массива. Для крупного Выборгского массива она достигает 5 км /Vorma, 1972/, для малых Рагундаского и Онасского массивов она составляет сотни метров, максимально 1 - 2 км /Kornfält, 1969; Vorma, 1972/. Массивы посткинematических гранитов Эстонии (кроме Рижского) соизмеримы с Рагундаским и Онасским массивами, а большинство изученных скважин расположено на удалении 5 км и более от контактов этих массивов (рис.2). Поэтому тепловым воздействием посткинematических гранитов на структурное состояние калишпата изученных кристаллических пород можно пренебречь. Возможно, что исключением является рентгеновски моноклинный калишпат мигматизированного биотитового гнейса из скв. Таллинн R16, которая расположена близко к контакту Найссаарского массива (рис. 2).

Метаморфизм-ультраметаморфизм как сложная совокупность различных процессов включает несколько способов образования - преобразования калишпата (табл. IV). Определение истории становления структурного состояния калишпата здесь значительно сложнее.

Первым возникает вопрос, в каком состоянии образовались калишпаты, особенно калишпаты поля амфиболитовой фации, ныне преимущественно представленные микроклином - в виде моноклинных разностей, затем упорядочившихся, или в виде микроклина. Имеются основания предполагать, что большая часть калишпата (возникающая в результате бластеза, перекристаллизации и кристаллизации из расплава) как амфиболитовой, так и гранулитовой фации прошла стадию моноклинной симметрии и неупорядоченное состояние. Во-первых, метамор-

физм протекал в весьма высокотемпературных условиях. Согласно оценке условий метаморфизма по разным реотермометрам/Пуура и др., 1983/, гранулитовая фация характеризуется температурами 680–730°C, амфиболитовая – температурами 550–675°C. Указанные температуры должны были перевести калишпат в моноклинное, по-видимому, санидиновое состояние. Во-вторых, наблюдающиеся существенные вариации структурного состояния калишпата на уровне образца, шлифа и зерна наиболее правдоподобно объяснить как результат неравномерного упорядочения в твердом виде. Другими словами, калишпат поля амфиболитовой фации, представленный сейчас преимущественно микроклином, претерпел значительное упорядочение. Сходство кривых распределений Δ и $2V$ пород амфиболитовой фации и посткинematических гранитов (рис. 4, А и В, 5, Б и В), по-видимому, отражает это.

В-третьих, изученный микроклин, как правило, решетчато-сдвойникованный; согласно Ф. Лавесу /Гольдсмит, Лавес, 1956₂/, решетчатое двойникование может возникать лишь из ранее существовавшего несдвойникового моноклинного кристалла.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в большей своей части описываемые калишпаты прошли неупорядоченное санидиновое состояние и в процессе последующего упорядочения приобрели нынешние свойства. Возможно, что этот вывод не распространим на некоторые метасоматические микроклины, ибо экспериментами показана возможность метасоматического развития нерешетчатого микроклина /Maneck, 1970/.

Известно, что метаморфизм гранулитовой фации характеризуется относительно сухой средой по сравнению с метаморфизмом амфиболитовой фации. Поэтому возникший в первом случае неупорядоченный калишпат упорядочился в меньшей степени, давая ортоклаз, а во втором случае – больше, приведя к образованию микроклина. Этот же принцип, по-видимому, приложим к объяснению различий степени упорядочения калишпата гнейсов и мигматизирующих их гранитоидов одной фации, поскольку последние содержали больше летучих компонентов, чем окружающие метаморфические породы.

Литература

- Великославинский Д.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация. - Л., 1978. - 293 с.
- Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. Соотношение устойчивости микроклина и санидина // Полевые шпаты 2. - М.: ИЛ, - 1956₁. - Стр. 204-230.
- Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. Калиевые полевые шпаты, структурно-промежуточные между микроклином и санидином // Полевые шпаты 2. - М.: ИЛ. - 1956₂. - Стр. 231-257.
- Кирс Ю.Э. Структурное состояние щелочного полевого шпата из гранитов рапакиви Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1981. - Вып. 561: Тр. по геологии IX. - С. 3-29.
- Кирс Ю.Э. Рентгеновское и оптическое изучение полевых шпатов эстонских раннеплатформенных калиевых гранитов // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1986. - Вып. 759: Тр. по геологии X. - С. 3-19.
- Кууспалу Т. Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1975. - Вып. 359: Тр. по геологии VII.
- Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных шпатов II. Отношения стабильных и ложноравновесных фаз в щелочно-полевошпатовой системе // Полевые шпаты 2. - М.: ИЛ. - 1956. - С. 173-203.
- Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Тр. ИГЕМ. - Вып. 78. - 1962. - С. 1-275.
- Пуура В.А. и др. Кристаллический фундамент Эстонии. - М., 1983. - 208 с.
- Седова М.С. Минералы ультраметаморфогенных гранитоидов // Эволюция вещества при ультраметаморфизме. М.: Наука. - 1972. - С. 117-133.
- Сендеров Э.Э., Яськин Г.М. О стабильности моноклинных калиевых полевых шпатов // Геохимия. - 1976. - № 7. - С. 1038-1054.
- Утсал К. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами // Уч. зап. ТГУ. - Вып. 286: Тр. по геологии VI. - Тарту. - 1971. - Стр. 3-51.

- Budding A.J. Alkali feldspars from gneisses and granites of the Västervik area, SE Sweden // Geol. fören. Stockholm förhandl. - 1968. - Vol. 90, N 4. - P. 504-518.
- Kornfält K.-A. X-ray and optical observations on the K-feldspars from the Ragunda area, Central Sweden // Sveriges Geol. Unders. - 1969. - Ser. C, N 636; Årsbok 62. - P. 1-33.
- Maneckci A. Investigations of the alkali metasomatism in feldspars // Prace Mineral. - 1970. - Vol. 21. - P. 1-123.
- Martin R.F. Controls of ordering and subsolidus phase relations in the alkali feldspars // Feldspars. Proc. NATO Adv. Study Inst, Manchester, 1972. - Manchester: Univ. Press, 1974. - P. 313-336.
- Parsons I. and Brown W.L. Feldspars and the thermal history of igneous rocks in Feldspars and Feldspathoids // Proc. NATO Adv. Study Inst., Rome, 1983. - Reidel Publ. Comp., 1984. - P. 317-371.
- Stewart D.B. Optical properties of alkali feldspars in Feldspar Mineralogy // Miner. Soc. Amer. Short Course Notes. - 1975. - Vol. 2, ch. 4. - St. 23-29.
- Verma A. On the contact aureole of the Wiborg rapakivi granite massif in southeastern Finland // Geological Survey of Finland: Bull. - 1972. - Vol. 255. - P. 1-28.

THE STRUCTURAL STATE OF POTASH FELDSPARS FROM
THE ESTONIAN CRYSTALLINE BASEMENT

T. Kuuspalu, J. Kirs

S u m m a r y

A review of the structural state of potash feldspars from the principal rock types of the Estonian crystalline basement is given. The survey is based on the data of roentgenographic triclinity Δ (246 determinations) and of optic axial angle $2V$ (514 determinations). The granulite facies potash feldspar is represented by orthoclase, the amphibolitic facies one - mainly by microcline and less by orthoclase. The structural state of potash feldspar in the migmatite-forming (latekinematic) granitoids is similar to that of potash feldspar in enclosing gneisses, nevertheless the potash feldspar of the granitoids being more ordered. The type of potash feldspar of postkinematic granites varies from orthoclase to microcline, depending on the massif. In many rock types large variations of Δ and $2V$ are observed on the level of a thin section and of a sample. The potash feldspar was formed at high temperatures ($>630^{\circ}\text{C}$) in monoclinic form, which later ordered in solid state to different orthoclastic and microclincic states. As a main factor of ordering the content of volatiles (water fluid) is suggested.

О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЭСТОНИИ

В. Ванамб, Ю. Кирс

В кристаллическом фундаменте Северо-Восточной Эстонии на обширной площади распространены метаморфические и ультраметаморфические породы амфиболитовой фации Алутагузеской структурной зоны, представляемые главным образом глиноземистыми гнейсами алутагузеской толщи (PR₁a1) /Пуура и др., 1983/.

Сотрудниками кабинета минералогии ТТУ опробовались и изучались количественным рентгенодифракционным методом /Утсал, 1971/ глинистые минералы во фракции около 0,001 мм коры выветривания из керна 20 скважин этой зоны. В статье учитываются также данные о коре выветривания глиноземистых гнейсов из Таллиннской структурной зоны.

Минеральный состав глиноземистых гнейсов является изменчивым. Можно выделить силлиманит-кордиерит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, кордиерит-биотитовые и гранат-биотитовые парагенезисы. Цвет глиноземистых гнейсов серый, изредка с красноватым или зеленоватым оттенком, текстура в основном четко грубополосчатая, структура среднезернистая. Почти повсеместно развита мигматизация в виде гранитных прожилков плагиоклаз-микроклин-кварц-биотит-мусковитового состава. Изредка среди глиноземистых гнейсов отмечаются прослойки биотит-амфибол-пироксенового состава.

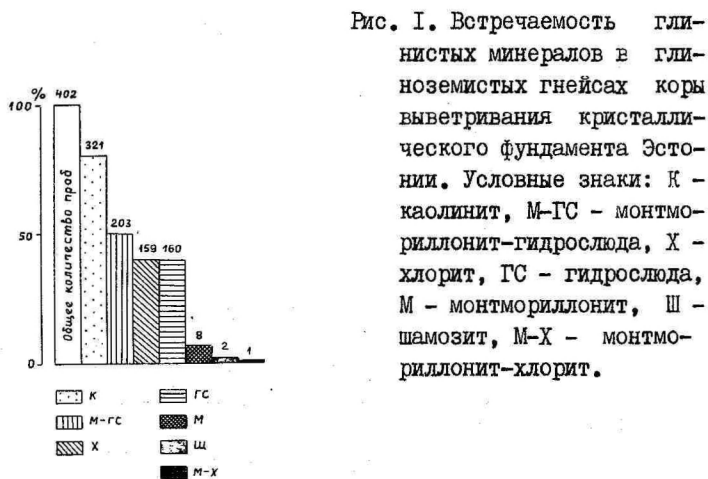
В пределах коры выветривания глиноземистые гнейсы сильно изменены в результате гипергенеза и наложенного гидротермального изменения глинистых минералов. В профилях коры выветривания степень разложения исходных пород постепенно увеличивается снизу вверх от I до III-ей /Кууспалу и др., 1971/ степени. Иногда в самом верхнем горизонте исходные глиноземистые породы превращены в пестроцветную глинистую элювию (скв. Метспере Ф-261), но обычно первичная гнейсо-

вая текстура все-таки прослеживается. Почти всегда в коре выветривания идет красно-бурая импрегнация окислами и гидроксидами железа. Только те разрезы, в которых отмечены наложенные гидрослюдизация и хлоритизация, имеют зелёный и серый цвета.

На коре выветривания глиноземистых гнейсов адутагузской толщи залегают пестроцветные алевролиты, песчаники, ожелезненные гравелитистые алевролиты и гравелиты поздневендского и раннекембрийского возрастов.

Мощность коры выветривания глиноземистых гнейсов варьирует в больших пределах - от 4,5 м (скв. Охепалу Ф-139) до 125 м (скв. Туду 318). Более значительные мощности коры отмечены в зонах разрывных нарушений (скв. Туду 318) и значительной трещиноватости пород (скв. Мустайне 311 А, где мощность коры превышает 109 м).

Анализ распределения глинистых минералов в коре выветривания глиноземистых гнейсов, проведенный на базе 402 рентгендифрактометрических определений, показывает, что наиболее часто встречаемым глинистым минералом во фракции около 0,001 мм является каолинит, за которым следует смешаннослойная монт-мориллонит-гидрослюда, хлорит и гидрослюда (рис. 1). Спорадически встречаются монтмориллонит, шамозит и смешаннослойный монтмориллонит-хлорит.



Кривые встречаемости глинистых минералов во фракции около 0,001 мм свидетельствуют о том, что чисто мономинеральные фракции практически отсутствуют (рис. 2). По частоте встречаемости преобладающим минералом является каолинит,



Рис. 2. Распределение содержания глинистых минералов во фракции 0,001 мм. Условные знаки: как на рис. I.

присутствие которого отмечается в 81% проанализированных образцов (рис. I). Но количество его в смесях обычно 20–60%. На втором месте по частоте встречаемости находится монтмориллонит–гидрослюда (рис. I), количество которой в многокомпонентной смеси в большинстве случаев превышает количество каолинита (рис. 2). Содержание хлорита и гидрослюда не превышает 20%. Повышение роли хлорита обусловлено процессами хлоритизации в ходе гидротермального изменения глинистых минералов – продуктов гипергенеза первичных породообразующих минералов. Сильная хлоритизация отмечается в скважинах Ульясте Ф-188, Вана-Сонда Ф-189 и Мудамыйза Ф-194.

Распределение вышеназванных основных глинистых минералов обуславливает гипергенную минералогическую зональность в коре выветривания глиноземистых гнейсов /В. Ванамб и др., 1982/. Здесь можно отметить две следующие снизу вверх зоны глинистых минералов: I) монтмориллонит–гидрослюдистая зона с каолинитом, которая относится к породам I и II степени

выветривания /Кууспалу и др., 1971/, и 2) каолининовая зона, принадлежащая к породам III-ей степени разложения (рис. 3).

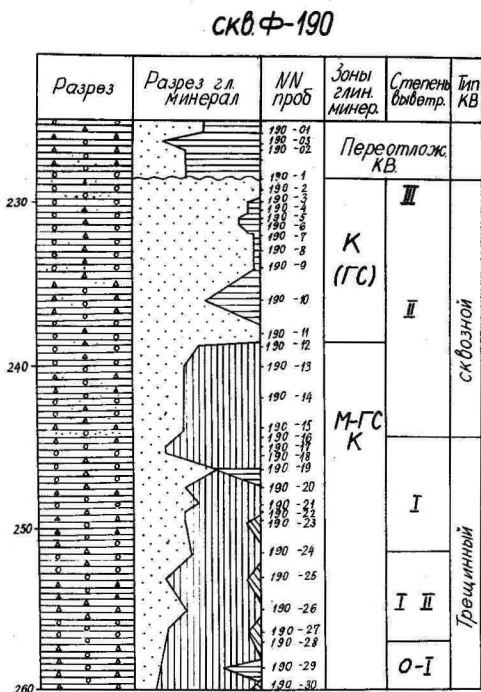


Рис. 3. Профиль коры выветривания глиноземистых гнейсов скв. Эзра Ф-190. Условные знаки: как на рис. 1.

На участке Ульясте такую минеральную зональность нарушают наложенные гидротермальные изменения гипергенных глинистых минералов (скв. Ф-188, Ф-189, Ф-194).

Наиболее неустойчивым породообразующим минералом в зоне гипергенеза является кордиерит. Гипергенные изменения кордиерита изучены по материалам керна скв. Эзра Ф-190. В нижней части коры выветривания (рис. 3), в зоне начальной стадии гипергенеза, кордиерит в центральной части зерен почти свежий, синеватого цвета. Только по краям зерен кордиерит превратился в красно-бурую глинистую массу. Результаты рентгенографического анализа кордиерита указывают на его неустойчивость уже в начальной стадии гипергенеза. В слабо

выветрелых глиноземистых гнейсах кордиерит претерпел уже сильные изменения - превратился в смешаннослойную монтмориллонит-гидрослюда /Кууспалу и др., 1971/. Макроскопически такой "кордиерит" представляет собой мягкое синеватое глинистое вещество, где по микротрещинам развиваются бурные соединения аморфного железа.

В интервалах керна, где исходная порода выветрилась до II степени, кордиерит превратился в мягкую бурую глинистую массу. Рентгенографические исследования показывают, что это глинистое вещество состоит также из смешаннослойной монтмориллонит-гидрослюда, гематита и гётита.

Начиная с глубины 240,0 м, вверх по разрезу (обр. 190-13), кордиерит образует уже смесь каолинита и гематита. В более низких горизонтах коры выветривания в продуктах разложения кордиерита присутствуют монтмориллонит-гидрослюда, гематит и гётит. В интервале 228,55-238,0 м порода очень сильно (III степени) выветрелая, и опробование кордиерита в виде отдельных зерен не удалось. Результаты количественного рентгендифрактометрического анализа показывают, что во фракции около 0,001 мм резко преобладающим, иногда единственным глинистым минералом является каолинит как конечный продукт гипергенеза первичных породообразующих минералов. Таким образом смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюда вместе с гематитом и гётитом являются продуктами стадийного изменения кордиерита.

Гранат в виде породообразующего минерала встречается не повсеместно. По устойчивости этот минерал превышает кордиерит. При начальной стадии выветривания гипергенные изменения граната проявляются прежде всего по краям зерен и трещинам, где образуется красно-бурое монтмориллонит-гидрослюдистое глинистое вещество, обогащенное окислами железа. В зрелой стадии выветривания зерна граната уже полностью превращаются в красно-бурую глинистую массу каолинита, гематита и гётита. Точечное опробование продуктов выветривания гранатов проводилось из глиноземистого гнейса (обр. 276-I, скв. Пихувере Ф-267, гл. 245,5 м).⁴ II степени разложения, обогащенного гранатом. Здесь зерна граната постоянно содержат включения других минералов, прежде всего кварца и биотита. Поэтому на дифрактограм-

ме, кроме рефлексов каолинита и гематита как конечных членов ряда разложения граната, наблюдались еще рефлексы триоктаэдрической гидрослюда (по биотиту), кварца и алмадина.

Бурый, темно-коричневый биотит превращается в процессе выветривания в серое глинистое вещество. По данным биноклярных наблюдений, биотит в разрезе коры выветривания имеет разную степень разложения. В верхних частях коры выветривания биотит превращается в бурую или серую мягкую глинистую массу, на фоне которой хорошо выделяются расположенные по терщинам спайности скопления белого глинистого минерала (каолинита). Надо отметить, что биотит здесь еще сохраняет свою листовидную внешнюю форму. Из такого выветрелого биотита (обр. 256-6, скв. Ассамалла Ф-256, гл. 342,0 м) взята точечная проба для рентгенографического анализа. Дифрактограмма (рис. 4) показывает, что такой биотит превратился

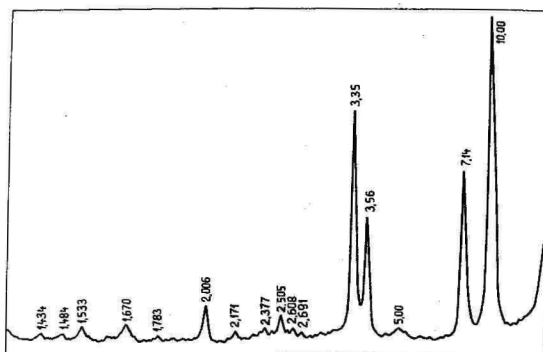


Рис. 4. Дифрактограмма выветрелого биотита (скв. Ассамалла Ф-256, гл. 342,0 м). Отмечены значения межплоскостных расстояний.

в гидрослуду триоктаэдрического ряда и каолинит. Отмечается присутствие гематита. Отсутствуют всякого рода разбухающие гидробиотитовые образования.

Плагиоклазы - постоянные породообразующие минералы в глиноземистых гнейсах - уже в начальной стадии гипергенеза замещены зеленовато-белым, довольно мягким глинистым веще-

ством. Из глиноземистого гнейса II степени выветривания (обр. 267-4, скв. Ф-267, гл. 248,6 м) проведено точечное опробование выветрелых плагиоклазов. Для рентгенографического анализа отбиралось светлое, зеленоватого оттенка глинистое вещество, которое образовалось по плагиоклазу. Дифрактограмма (рис. 5) свидетельствует, что плагиоклаз полностью замещен каолинитом.

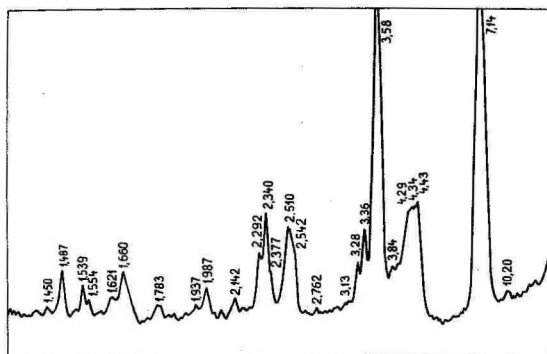


Рис. 5. Дифрактограмма каолинитизированного плагиоклаза (скв. Пихувере Ф-267, гл. 248,6 м). Отмечены значения межплоскостных расстояний.

Калиевые полевые шпаты разлагаются в коре выветривания довольно слабо. Только в верхней части коры выветривания эти минералы замещены белым каолинитом.

Приведем описание некоторых характерных разрезов коры выветривания глиноземистых гнейсов. В коре выветривания глиноземистых гнейсов разреза скв. Эрра Ф-190 можно выделить две зоны глинистых минералов снизу вверх: монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом и каолиновая. Наибольшую часть коры выветривания глиноземистых гнейсов занимает монтмориллонит-гидрослюдистая зона с примесью каолинита (238,8-262,6 м, рис. 3). Степень разложения гнейсов колеблется здесь от II до 0-ой. Характерны изменчивые количества монтмориллонит-гидрослюды (50-85%) и каолинита (65-15%). Каолиновая зона (228,55-238,8 м) слагается из сильно разложившихся пород; самые верхние слои (1,5 м) превращены в пестроцветную глинистую массу. Наблюдается

сильная импрегнация окислами и гидроокислами железа. Резко преобладающим глинистым минералом является каолинит (100-85%), которому обычно сопутствует гидрослюда (5-15%).

Зона каолинита перекрыта переотложенной корой выветривания, состоящей из темно-коричневых миктитов, алевролитов и гравелитов. Результаты количественного рентгенофрактометрического анализа показывают, что минеральный состав глинистой фракции переотложенной коры выветривания отличается от минерального состава глинистых минералов нижележащего элювия в количественном отношении, преобладающим глинистым минералом (80-45%) является гидрослюда (рис. 3).

Аналогичными по зональности распределения глинистых минералов являются и разрезы скв. Пеэри Ф-18, Ульясте Ф-228, Кадила Ф-252, Ассамалла Ф-256, Куке Ф-262, Пихувере Ф-267 и Метспере Ф-261.

Такая зональность усложнена гидрослюдизацией, хлоритизацией и шамозитизацией.

Другой, менее распространенный тип зональности распределения глинистых минералов наблюдается в коре выветривания глиноземистых гнейсов в керне, скв. Нуди Ф-266 (рис. 6). Здесь в разрезе коры выветривания глиноземистые гнейсы чередуются с биотит-амфибол-пироксеновыми гнейсами. Кора выветривания относится к трещинно-сквозному типу общей мощностью 37,1 м. По рентгенографическим данным можно выделить следующие три зоны глинистых минералов (снизу вверх): монтмориллонитовая с резко подчиненным распространением смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюды и монтмориллонит-хлорита, монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом и каолинитовая с гидрослюдой и хлоритом (рис. 6). В тех интервалах, где в продуктах разложения отмечается монтмориллонит, в качестве породообразующего минерала установлен пироксен.

Довольно часто в коре выветривания по гипергенным образованиям развиваются гидротермальные хлорит и гидрослюда (скв. Ульясте Ф-188, Вана-Сонда Ф-189, Мудамыйза Ф-194).

По рентгенографическим данным в коре выветривания скв. Ф-194 можно выделить следующие три зоны глинистых ми-

нералов (снизу вверх): хлоритовая с примесью гидрослюда, монтмориллонита, редко - каолинита; каолинито-гидрослюдистая и каолиновая (рис. 7).

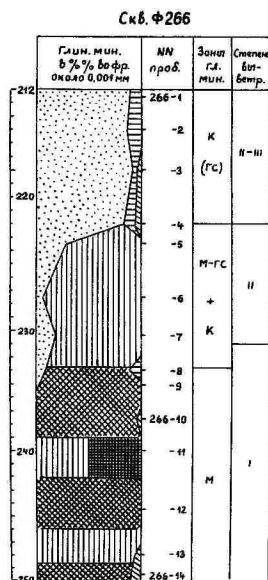
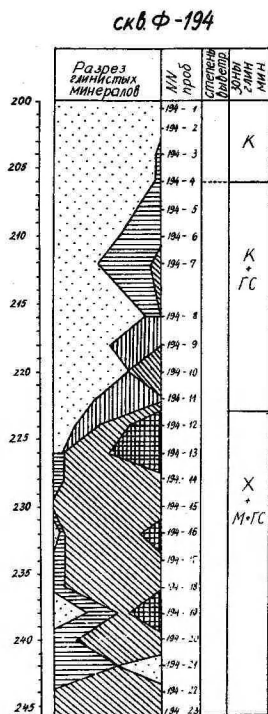


Рис. 6. Профиль коры выветривания скв. Нуди Ф-266. Условные знаки: как на рис. I.

Рис. 7. Профиль коры выветривания скв. Мудамыйза Ф-194. Условные знаки: как на рис. I.

Хлоритовая зона характеризуется изменчивым количеством (20-100%) железистого хлорита. Железистый хлорит в некоторых пробах ассоциирует с монтмориллонитом и гидрослюдой. Выветрелый глиноземистый гнейс со следами гидротермального воздействия имеет макроскопически серебристо-серую окраску.

В вышележащей каолинит-гидрослюдистой зоне присутствуют совместно каолинит (85-35%) и гидрослюда (15-50%).

В некоторых пробах с каолинитом ассоциирует монтмориллонит-гидрослюда, спорадически отмечается присутствие хлорита.

Самая верхняя, каолинистая зона коры выветривания в скв. Мудамыйза Ф-194 характеризуется хорошо окристаллизованным каолинитом (100-95%) с примесью гидрослюда (рис. 7). Исходные породы в этой зоне преобразовались в пестроцветный элювий. Отмечается гематит.

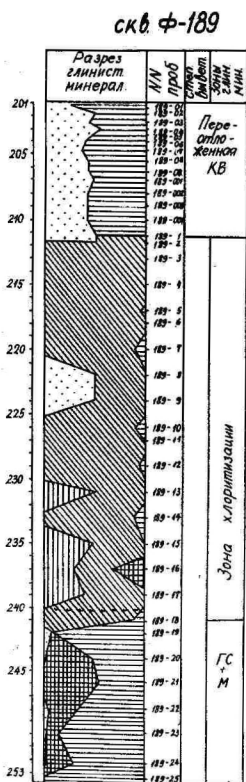


Рис. 8. Профиль коры выветривания скв. Вана-Сонда Ф-189. Условные знаки: как на рис. 1.

Гидротермально измененная кора выветривания изучена довольно детально также и в кернах скв. Ульясте Ф-188 и Вана-Сонда Ф-189. В последнем разрезе гидротермальными процессами наиболее сильно захвачены интервалы 211,4-241,0 м (рис. 8), где породы коры выветривания имеют серую, серебристую или зеленоватую окраску. Состав глинистой фракции

здесь довольно своеобразный: преобладающим минералом является железистый хлорит (20–100%), с ним ассоциируют монтмориллонит (20–80%), монтмориллонит-гидрослюда (10–30%) и очень редко (до 55%) каолинит (рис. 8). Такая ассоциация не характерна для коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. Имея в виду состав исходных пород и степень выветривания, в процессе гипергенеза можно было бы ожидать образования монтмориллонит-гидрослюда и каолинита.

Как в ранее изученных разрезах коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии /Кууспалу и др., 1971/, так и в коре выветривания за счет глиноземистых гнейсов в составе глинистых минералов в верхних горизонтах коры отмечаются изменения, связанные с воздействием трансгрессий последующего морского бассейна. В зависимости от природы кровли выделяются два типа региональных изменений глинистых минералов: гидрослюдизация и шамозитизация.

Гидрослюдизация отмечается в разрезах скважин Пээри Ф-18, Кадила Ф-252, Ассамалла Ф-256 (рис. 9) и Нуди Ф-266. Все названные разрезы отличаются повышенной трещиноватостью, и кора выветривания в них относится к трещинно-сквозному типу.

Шамозитизация устанавливается в верхних горизонтах профиля коры выветривания скв. Пихувере Ф-267 (рис. 10). Гипергенно измененная порода превращена в темно-зеленую однородную массу, где рентгенографически установлена смесь шамозита и каолинита.

Наконец надо упомянуть и о глинистых минералах, заполняющих трещины ниже нижней кромки коры выветривания кристаллического фундамента и встречающихся, в частности, в виде тонких налетов также на стенках трещин в коре выветривания. По данным рентгендифрактометрического анализа (во фракции около 0,001 мм) здесь установлены гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюда, реже – монтмориллонит и каолинит.

В генетическом аспекте и в глиноземистых гнейсах глинистые минералы коры выветривания разбиваются на две большие группы: на гипергенные минералы и минералы, возникшие после формирования коры выветривания в результате наложенных процессов. Минералы первой группы, как правило,

Скв. ф 256

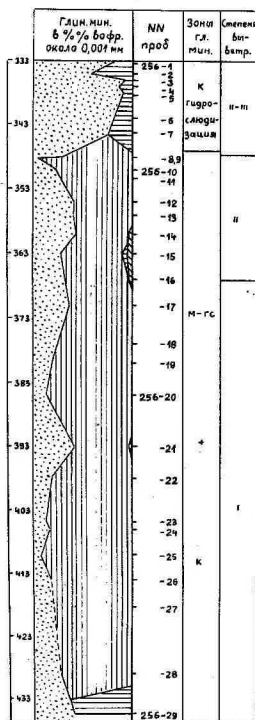


Рис. 9. Профиль коры выветривания скв. Ассамалла Ф-256. Условные знаки: как на рис. I.

Скв. ф 267

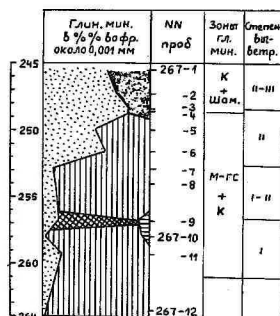


Рис. 10. Профиль коры выветривания скв. Пихувере Ф-267. Условные знаки: как на рис. I.

распределяются в профиле закономерно, образуя относительно хорошо выраженную зональность. Эту зональность нарушают наложенные образования. В генетическом и возрастном отношении среди наложенных процессов в настоящее время различаются проявления гидрослюдизаций и шамозитизаций в эпоху захоронения коры выветривания под воздействием среды трансгрессивного бассейна и низкотемпературные гидротермальные процессы гидрослюдизаций и хлоритизаций, а также образования сепиолита и талька не древнее среднего девона

/Кууспалу и др., 1971/.

Образование гидрослюда производится за счет смешанно-слоистой монтмориллонит-гидрослюда и, в частности, по-видимому, за счет каолинита. Под шамозитизацией понимают развитие шамозита, "зеленого каолинита", I4A-го хлорита и карбонатов /Кууспалу и др., 1971/. Шамозит образуется, по-видимому, за счет каолинита и монтмориллонит-гидрослюда. Надо отметить, что определить количественные отношения каолинита и шамозита в смеси трудно.

Стадийность вторичных минеральных превращений в глиноземистых гнейсах можно охарактеризовать при помощи следующих схем. Гипергенный процесс образования коры выветривания:

Плагиоклаз ----- монтмориллонит-гидрослюда ----- каолинит

Калишпат ----- каолинит

Биотит ----- триоктаэдрическая гидрослюда ----- каолинит

Кордиерит ----- монтмориллонит-гидрослюда ----- каолинит

Гранат ----- монтмориллонит-гидрослюда ----- каолинит

Гиперстен ----- монтмориллонит ----- каолинит

Низкотемпературный гидротермальный процесс:

монтмориллонит-гидрослюда }
каолинит } хлорит

монтмориллонит-гидрослюда }
каолинит } гидрослюда

Воздействие трансгрессивного бассейна в эпоху захоронения коры выветривания:

каолинит ----- шамозит

каолинит ----- гидрослюда

монтмориллонит-гидрослюда ----- гидрослюда

Характерной особенностью коры выветривания глиноземистых гнейсов является широкое распространение смешанно-слоистой монтмориллонит-гидрослюда как стадийного минерала превращения породообразующих минералов. Конечным продуктом гипергенеза является каолинит. Почти постоянно в верхней части коры выветривания присутствуют гематит и гетит.

Литература

- В. Ванамб, Т. Кууспалу, К. Утсал. О минералогической зональности коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии // Уч. зап. Тарт. ун-та. - Вып. 527: Тр. по геологии VIII. - 1980. - С. 149-166.
- Кууспалу Т., Ванамб В., Утсал К. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии // Уч. зап. Тарт. ун-та. - Вып. 286: Тр. по геологии VI. - 1971. - С. 52-163.
- Пуура В.А. и др. Кристаллический фундамент Эстонии. - Москва: Наука, 1983. - 208 с.
- К. Утсал. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами // Уч. зап. Тарт. ун-та. - Вып. 286: Тр. по геологии. VI. - 1971. - С. 3-51.

CLAY MINERALS FROM ALUMINOUS GNEISS WEATHERING CRUST OF THE ESTONIAN CRYSTALLINE BASEMENT

V. Vanamb, J. Kirs

S u m m a r y

At NE part of Estonian crystalline basement in the complex of Alutaguse zone the most developed types of rocks are high-alumina gneisses. The thickness of their crust of weathering fluctuates in wide range from 4.5 m to 125 m and more in dependence of fissility of rocks.

The X-ray powder diffraction data show the most distributed clay minerals in fraction of about 0.001 mm in the crust of weathering are kaolinite and mixed-layered montmorillonite-hydromica. Less distributed are hydromica, chlorite, montmorillonite and montmorillonite-chlorite. In rare cases a chamosite occurred.

The following zonal occurrence of clay minerals in the crust of weathering is observed from down to up: 1) a zone of montmorillonite-hydromica with a kaolinite, 2) a zone of kaolinite. Such a zonation is broken by hydrothermal developing of chlorite and hydromica and by developing of hydromica and chamosite upon influence of a transgressing basin on the crust of weathering.

ОБ ОКРАСКЕ, РАЗМЕРНОСТИ И МОРФОЛОГИИ
ЩЕЛОЧНОГО ПОЛЕВОГО ШПАТА ИЗ РАПАКИВИ
ВЫБОРГСКОГО, САЛМИНСКОГО И КОРОСТЕНЬСКОГО
ПЛУТОНОВ

Ю. Кирс

В статье рассматриваются преимущественно морфологические характеристики щелочного полевого шпата из классических плутонов рапакиви. Подробные геолого-петрологические сведения по этим породам приведены в коллективной монографии "Анортозит-рапакивигранитная формация" /Великославинский и др., 1978/ и в ряде других работ /Беляев, Львов, 1981; Беляев, 1983; Шинкарев, Иваников, 1983/. Структурное состояние щелочного полевого шпата из этих пород изучалось автором ранее порошковым дифрактометрическим методом /Кирс, 1981/.

Последовательность внедрения главных типов пород интрузивных гранитоидных фаз в этих плутонах следующая. Первая фаза рапакиви представлена во всех плутонах пироксенроговообманковыми адамеллитами и гранитами: лапее-гранитом в Выборгском плутоне, "кварцевым монцитом" в Салминском и мелкоовоидным гранитом в Коростеньском плутонах. Во вторую фазу объединены роговообманково-биотитовые овоидные граниты и адамеллиты - выборгиты и питерлиты. В советской части Выборгского плутона среди пород второй фазы выделяются несколько фациальных разновидностей /Великославинский и др., 1978/. Это мелкоовоидный гранит как прикровлевая фацция, порфиroidный гранит с крупнозернистой основной массой (основной массы больше 50%) и овоидный гранит краснохолмского типа (содержащий больше 40% идиоморфных вкрапленников калишпата). Третья фаза рапакиви сложена биотитовыми равнозернистыми гранитами, а четвертая фаза - дайковыми телами биотитовых порфиroidных гранитов (последние не известны в Коростеньском плутоне).

Ц в е т

Щелочной полевой шпат является главным породообразующим минералом гранитоидных фаз плутонов анортозитов - рапакиви, в которых он составляет 45-70% объема пород.

В зависимости от цвета этого минерала граниты рапакиви имеют окраску от темно-зеленой до красной. По геологическим наблюдениям зеленоватые разновидности рапакиви распространены предпочтительно в прикровлевых частях плутонов, которые были обогащены летучими компонентами.[†]

В процессе выветривания зеленоватые щелочные полевые шпаты освещаются и приобретают красноватый цвет, причем переходы в цвете хотя и являются постепенными, однако могут наблюдаться даже в пределах одного кристалла.

Надо отметить, что по химическому составу красные и зеленоватые щелочные полевые шпаты друг от друга не отличаются /Великославинский, 1978, табл. 18, ан. 7, 8, 10/. В то же время под микроскопом при больших увеличениях видно, что красные калишпаты содержат, по сравнению с темно-зелеными, несколько больше дисперсных чешуйчатых землистых включений гематита и др. соединений окисленного железа. Уже В. Вааль /Wahl, 1925/ объясняет возникновение красной окраски щелочного полевого шпата процессами разложения первичного богатого железом калишпата "ферриортоклаза", в ходе которого возникают окислы железа. А. Ворма /Vorma, 1971/ также связывает красную окраску калишпата в рапакиви с присутствием в нем окислов железа.

Как указывают разные исследователи /Марфунин, Бериллов, 1970; Smith, 1974; Матяш и др., 1981/, железо в структуре щелочного полевого шпата, как и в плагиоклазе, может присутствовать как в октаэдрической, так и в тетраэдрической позициях. Таким образом, методом гамма-спект-

[†]В частности, на Бердяушском плутоне в районе г. Корсакаловка автор статьи наблюдал, как розовые оvoidные граниты в контакте с доломитами саткинской свиты приобретают темно-зеленую окраску благодаря изменению окраски щелочного полевого шпата.

роскопии установлено Brown and Pritchard, 1969/, что желтая окраска ортоклаза из Мадагаскара возникает в результате замещения алюминия трехвалентным железом в тетраэдрических позициях.

Исследование газового состава расплавных включений в кварце и топазе из магматических гранитов, выполненное А.И. Захарченко /1978/, показало отсутствие в них (или присутствие не более долей процента) воды. Во флюиде присутствовали главным образом N_2 , CO_2 , H_2 (количество последнего до 30%). Таким образом, вода в гранитной магме присутствует в диссоциированном состоянии. Восстановительный характер раннемагматических эманаций определяется прежде всего количеством водорода в них.

Чупин и др. /1979/ анализировали расплавные включения из кварца, включенного во вкрапленники калишпата и присутствовавшего в основной массе рапакиви Выборгского, Салминского (2 и 3 фазы) и Коростеньского (все фазы) плутонов. Как правило, во флюидных обособлениях присутствовала водная фаза, что указывает на относительно высокое содержание воды, растворенной в расплаве на стадии кристаллизации кварца. Только в кварце из основной массы волинского мелкоовоидного гранита (фаза I) во флюидных обособлениях не обнаружилось водного раствора. Принимая во внимание окраску калишпата в этих породах, видим, что в мелкоовоидном граните Коростеньского плутона она является преимущественно темно-зеленой. В рапакиви 2 и 3 фаз Выборгского и Салминского плутонов щелочной полевои шпат, как правило, окрашен в красноватые тона.

Исходя из этих кристаллохимических и геологических факторов, мы предполагаем, что в структуре щелочного полевои шпата, окрашенного в зеленоватые тона, Fe^{3+} замещает Al^{3+} в тетраэдрических позициях. Ввиду большого ионного радиуса Fe^{3+} (0,67 А) такой изоморфизм может реализоваться при высоких температурах и, по-видимому, при участии в структуре полевои шпата летучих групп несколько восстановительного характера (углерод, водород, их соединения). При более низких температурах и в более окислительной среде (например, при выветривании или в тектонизированных участках) такой твердый раствор становится неста-

бильным, и трехвалентное железо обособляется из полевошпатовой структуры в виде дисперсно рассеянных в минерале гематитовых и гетитовых пластинок или иголок, которые придают щелочному полевому шпату и породе в целом типичный для рапакиви розовый или красный цвет.

В частности, при особенно интенсивных окислительных процессах, например, в зонах тектонических нарушений цвет калишпата, вызванный наличием таких гематитовых включений, становится кирпично-красным. Следует иметь в виду, что источниками таких включений могут быть и подвергающиеся окислению железомagneзиальные минералы.

Раз мер н о с т ь з е р е н

В рапакиви щелочной полевой шпат образует зерна, более крупные или, по крайней мере, одинаковые по сравнению с зернами идиоморфного кварца. Кроме того, калишпат участвует в строении микропегматитовых сростков.

По-видимому, эталонным минералом для определения размерности зернистости породы следует выбрать минерал, который в серии сравниваемых пород имеет одинаковый генезис, т.е. или это минерал встречающийся во всей серии во вкрапленниках, или — в основной массе. Важно также, чтобы этот минерал был устойчив и в последующей перекристаллизации. В серии гранитов рапакиви таким минералом будет кварц, всегда встречающийся в основной массе. В дальнейшем для определения зернистости щелочного полевого шпата мы будем пользоваться как масштабом величиной зерен кварца.

Среди зерен изометрического кварца в рапакиви в фазе I преобладают индивиды с поперечником около 2-3 мм, в овоидном рапакиви фазы 2 — 3-6 мм, в биотитовом граните фазы 3 — 2-3 мм и в рапакиви фазы 4 — около 1 мм и меньше (табл. I). В гранитах 2 и 3 фаз отдельные зерна кварца часто сливаются в более крупные образования то агрегатного, то монокристаллического облика (при более полной перекристаллизации).

Если принять за размерность основной массы породы преобладающую размерность изометрического кварца, почти весь калишпат в рапакиви 2 и 3 фаз (за некоторым исключением Выборгского трахитоидного гранита) должен быть отнесен к

вкрапленникам, т.е. к более крупным кристаллам или их агрегатам, чем основная масса. При этом в овоидном рапакиви такие выделения щелочного полевого шпата в силу их значительных и различных размеров придают породе отчетливый порфиroidный облик (рис. 1), а менее (и постепенно варьи-

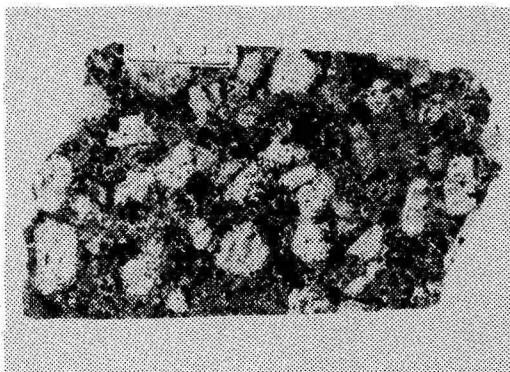


Рис. 1. Поверхность овоидного гранита рапакиви из Салминского плутона, обн. 2089/2.

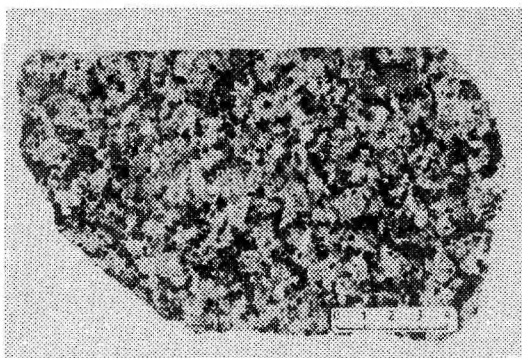


Рис. 2. Поверхность равнозернистого гранита рапакиви из Салминского плутона, обн. 2094.

рующий размер их в биотитовом граните фазы 3 в Салминском и Коростеньском плутонах определяет равнозернистый облик этой породы (рис. 2). В результате этого при описании разных типов рапакиви выработалось нижеследующее - в известной мере формальное - разделение лейкократовых минеральных частей породы на основную массу и вкрапленники (мегакристаллы).

Таблица I

Размерность (мм) и характер распространения
кварца и щелочного полевого шпата в рапакиви

Грани- тоидные фазы	Минералы	Выборгский плутон		Салминский плутон		Коростеньский плутон	
		преобл. часть (осн. масса)	более крупные выделения	преобл. часть (осн. масса)	более крупные выделения	преобл. часть (осн. масса)	более крупные выделения
I	Кв	2-3	-	2-3	3-5/до 8/	2-3	3-5/до 8/
	КПШ	2-3; м/п	3-10 /и более/	2-3 мало	5-20 /и более/	2-3 мало; м/п	5-10 /до 20/
2	Кв	4-6	7-10	3-5	5-8	2-5	5-8
	КПШ	4-6 мало	5-20 /и более/	3-5 мало	5-20 /и более/	2-5 мало	5-20 /и более/
3	Кв	2	редко до 5	2-3	3-5 /до 10/	2-3	3-5 /до 10/
	КПШ	2; места- ми мало	5-10 /до 20 и более/	2-3 мало	5-10 /до 20/	2-3 мало	5-10 /до 20/
4	Кв	I-2	5-6	I	I	-	-
	КПШ	I-2; м/п	5-20 /и более/	I; м/п	I-10	-	-

Обозначения: Кв - кварц; КПШ - щелочной полевоый шпат; м/п - микропегматит

Примечание: в порфировидном овоидном рапакиви размерность микропегматитовой ос-
новной массы равна I мм, размерность зерен идиоморфного кварца 3-4
мм и вкрапленников калишпата 5-20 (и более) мм.

В рапакиви фазы I и 2 к вкрапленникам отнесены зерна щелочного полевого шпата длиной свыше 5 мм. В равнозернистых биотитовых гранитах фазы 3 (за исключением Выборгского трахитоидного гранита) вкрапленники калишпата отсутствуют, а в порфировидных биотитовых гранитах фазы 4 размер вкрапленников превышает, по меньшей мере, 1 мм.

То, что подавляющее большинство зерен калишпата в рапакиви фазы 3 крупнее зерен изометрического кварца, по-видимому, объясняется слиянием (т.е. синнезисным ростом) зерен щелочного полевого шпата в породе, происходившим в течение длительной кристаллизации на месте внедрения. Именно в результате такого процесса зерна калишпата в равнозернистом биотитовом рапакиви фазы 3 (Салминский и Коростеньский плутоны) выросли до ранга "вкрапленников", хотя петрографически таковыми не являются. Вкрапленники щелочного полевого шпата в Выборгском рапакиви фазы 3 (трахитоидный рапакиви) выделяются не столько размерами, сколько отчетливой структурой обтекания их таблитчатыми кристаллами калишпата основной массы.

Если принять во внимание все вышесказанное, то изменение зернистости как основной массы (и вкрапленников) в породах рапакиви можно привести в виде следующего ряда: $\Phi_1 < \Phi_2 > \Phi_3 > \Phi_4$. Такой характер изменения зернистости отдельных фаз рапакиви хорошо согласуется с происхождением этих пород в результате последующего внедрения меньшей своей состав единой исходной магмы, среди продуктов кристаллизации которой, по представлениям, развитым Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной, "...наибольшей крупностью минералов отличаются породы, соответствующие по составу исходной магме (в нашем случае магме главной фазы кислого ряда - овоидного рапакиви), тогда как ранние и поздние дифференциаты имеют меньшие размеры зерен" /Ферштатер, Бородин, 1975, с. 260/. Причину этого явления упомянутые авторы видят в увеличении продолжительности времени кристаллизации начальных, следовавших друг за другом дифференциатов и в сокращении времени кристаллизации самых поздних дифференциатов после затвердевания главной интрузивной фазы. Можно еще добавить, что такое понимание причин изменения зернистости согласуется и с выводом о положительной связи величины зернистости пород с размерами интрузий фаз. Интересно, что А. Саволахти /Savolahti, 1962/

обобщает этот вывод до уровня плутонов рапакиви (чем крупнее плутон, тем крупнозернистее слагающие его породы).

Количественное содержание

Что касается распространения калишпата по гранитоидным фазам, то максимальные содержания его фиксируются в рапакиви фазы 2: в среднем 58% объема породы в Салминском, 49% в Коростеньском и 44% в Выборгском плутонах (табл. 2). Меньше калишпата в гранитоидах 3 и 4 фаз: соответственно в среднем 52 и 47% в Салминском, 36 и 38% в Выборгском, 47% в 3 фазе Коростеньского плутона. Свообразно распределение щелочного шпата в рапакиви I фазы изучаемых плутонов: 31% (I подсчет) из Салминского плутона, 43% (II подсчетов) и 51% (5 подсчетов) из Выборгского и Коростеньского плутонов (табл. 2). Увеличение содержания калишпата от фазы I к фазе 2 и дальнейшее уменьшение к фазам 3 и 4, отчетливо прослеживающиеся в Салминском и Выборгском плутонах, соответствуют возрастанию содержания K_2O от фазы I к фазе 2 и уменьшению его к фазам 3 и 4 в результате прогрессирующего роста содержания SiO_2 / Великославинский, 1978, табл. 29, рис. 59/.

По микроскопическим наблюдениям, количество щелочного полевого шпата в основной массе рапакиви I-ой фазы колеблется от 30 до 40% в Салминском и от 45 до 55% в Коростеньском плутонах. Количество этого минерала в основной массе фазы 2 по сравнению с фазой I уменьшается местами более чем на 10 - 20% вследствие процессов синнезиса, что отмечалось при описании размерности калишпата. В равнозернистом биотитовом граните фазы 3 щелочного полевого шпата в Салминском плутоне имеется 47 - 57%, а в Коростеньском плутоне около 47%. В основной массе трахитоидного гранита Выборгского плутона содержание калишпата равно 31 - 41%. В основной массе рапакиви фазы 4 Выборгского и Салминского плутонов содержится соответственно 32 - 42% и 43 - 51% калишпата (табл. 2).

Распределение вкрапленников щелочного полевого шпата по фазам рапакиви имеет характер, противоположный поведению этого минерала в основной массе пород. В I, 3 и 4

Таблица 2

Модальный состав рапакиви (объемн. %)

Плутоны	Выборгский			
	I	II	III	IV
Кол-во подсчетов	II	13 ^X	6	5 ^X
Калишпат	$\frac{43,4}{30,7-57,3}$	$\frac{43,5}{34,6-53,0}$	$\frac{35,9}{30,7-41,1}$	$\frac{37,6}{33,2-42,6}$
Кварц	$\frac{23,4}{19,9-25,7}$	$\frac{30,1}{23,3-42,8}$	$\frac{32,7}{28,8-35,9}$	$\frac{31,3}{30,7-31,9}$
Плагиоклаз	$\frac{22,1}{14,2-31,6}$	$\frac{16,1}{7,8-23,9}$	$\frac{24,0}{19,3-29,3}$	$\frac{21,5}{16,3-24,2}$
Бiotит	$\frac{1,3}{+ - 3,3}$	$\frac{4,7}{2,4-9,4}$	$\frac{6,6}{3,4-9,0}$	$\frac{8,4}{5,3-9,9}$
Роговая обманка	$\frac{7,2}{2,9-11,7}$	$\frac{4,0}{+ - 8,6}$	—	—
Клинопироксен	$\frac{0,4}{+ - 2,5}$	—	—	—
Оливин	$\frac{0,3}{+ - 1,0}$	—	—	—
Иддингсит	$\frac{0,3}{+ - 1,0}$	—	—	—
Рудный минерал	$\frac{1,4}{0,2-2,5}$	$\frac{1,0}{0,7-1,7}$	+	$\frac{0,4}{0,1-0,8}$
Апатит	$\frac{0,2}{+ - 0,6}$	$\frac{0,2}{+ - 0,3}$	$\frac{0,1}{+ - 0,2}$	$\frac{0,3}{0,2-0,4}$
Флюорит	—	$\frac{0,3}{0,2-0,7}$	$\frac{0,7}{0,2-1,6}$	$\frac{0,5}{0,4-0,8}$

продолжение таблицы 2

Плутоны	Салминский				Коростеньский		
	I	II	III	IV	I	II	III
Кол-во подсчетов	I	22	II	4	5	2	I
Калишпат	3I, I	$\frac{57,6}{49,0-61,0}$	$\frac{52,3}{47,9-57,1}$	$\frac{46,8}{43,0-51,7}$	$\frac{51}{47-53}$	$\frac{49}{47-51}$	47
Кварц	20,0	$\frac{26,8}{18,6-33,6}$	$\frac{34,7}{28,6-40,0}$	$\frac{34,3}{29,4-33,3}$	$\frac{26}{23-30}$	$\frac{25}{22-28}$	35
Плагио- клас	30,9	$\frac{11,8}{3,1-19,6}$	$\frac{10,3}{3,5-18,1}$	$\frac{15,6}{14,1-17,8}$	$\frac{17}{12-20}$	$\frac{20}{19-20}$	15
Темно- цветные	—	$\frac{3,8}{1,1-6,8}$	$\frac{2,7}{1,0-3,8}$	$\frac{5,1}{3,4-7,1}$	—	—	—
Биотит	I, I	—	—	—	$\frac{3}{2-4}$	$\frac{3}{2-3}$	3
Роговая обманка	4,6	—	—	—	$\frac{2}{+6}$	$\frac{4}{3-5}$	—
Клинопид- роксиен	6,6	—	—	—	—	+	—
Оливин	0,8	—	—	—	$\frac{0,3}{+2}$	+	—
Рудный минерал	2,5	—	—	—	—	—	—

Примечания: X пересчет химических анализов.

В числителе средние, в знаменателе экстремальные значения подсчетов.

Таблица составлена по данным подсчетов Д.А. Великославинского /1978/ - фазы Выборгского плутона, А.Ф. Шинкарева, О.Н. Анищенко /1973/ - первая фаза Салминского плутона, Л.П. Свириденко /1968/ - вторая и третья фазы Салминского плутона, М.В. Хворова /неопубликованные материалы/ - фазы Коростеньского плутона.

гранитоидных фазах вкрапленники калишпата отсутствуют или присутствуют в количестве, редко превышающем 10% (в рапакиви фазы 4 Выборгского плутона - 25%) (рис. 3).

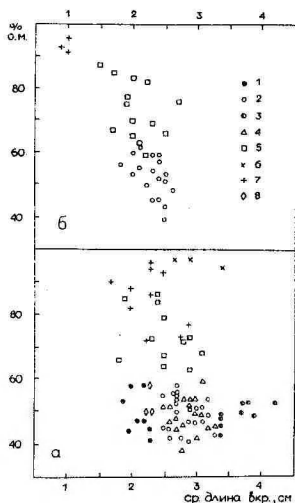


Рис. 3. Средние длины вкрапленников калишпата и количество основной массы из рапакиви Выборгского, Коростеньского (а) и Салминского (б) плутонов.

Значения длин - средние выборки, состоящих из 100 измерений в обнажении, количество основной массы - доля ее, измеренная по линии длиной 4 м в обнажении. Условные знаки: 1 - 5 - фаза 2-я. 1 - мелкоовоидный гранит; 2 - овоидный гранит, 3 - крупноовоидный гранит; 4 - овоидный гранит краснохолмского типа, 5 - порфиroidный овоидный гранит; 6 - фаза 3-я, трахитоидный гранит; 7 - фаза 4-я, порфиroidный гранит с мелкозернистой основной массы; 8 - фаза 2-я из Коростеньского плутона, овоидный гранит.

Только в овоидных гранитах фазы 2 всех плутонов содержание их постоянно и колеблется в пределах от 40 до 60%. Меньше 40% вкрапленников калишпата лишь в редкопорфиroidных разновидностях, имеющих более или менее выраженный жильный или шпировый характер.

М о р ф о л о г и я

Щелочной полевой шпат основной массы породы

Щелочной полевой шпат основной массы рапакиви первой и особенно второй гранитоидных фаз образует ксеноморфные зерна. Такая морфология является следствием как эвтектической кристаллизации этого минерала в основной массе породы, так и слияния зерен в условиях позднего этапа перекристаллизации пород. Более идиоморфен он в основной массе биотитовых гранитов фаз 3 и 4 (особенно в Выборгском плутоне), где часто образует карлсбадские двойники роста. В основной массе порфиroidного биотитового гранита фазы 4, образующего дайковые тела, калишпат, как правило, участвует в микропегматитовых сростаниях с кварцем. Подобные сростания появляются также в приконтактных разновидностях других фаз.

Щелочной полевой шпат вкрапленников

Средний размер вкрапленников

Макро- и микроскопически вкрапленники калишпата представлены монокристаллами, карлсбадскими двойниками, сек-

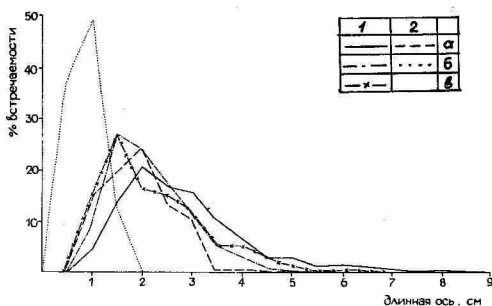


Рис. 4. Частота встречаемости длин щелочнополевых вкрапленников из рапакиви Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов. Условные знаки: а - Выборгский плутон, 1 - 2-я фаза (9161 изм.), 2 - 4-я фаза (1001 изм.); б - Салминский плутон, 1 - 2-я фаза (3927 изм.), 2 - 4-я фаза (300 изм.); в - Коростеньский плутон, 1 - 2-я фаза (300 изм.).

ториально или мозаично сросшимися агрегатами. Длина их значительно превышает размеры основной массы и достигает 9 - 10 см, чаще она близка к 2 см (I см в фазе 4 Салминского плутона) (рис. 4). Среднестатистические размеры (по длинной и короткой осям) вкрапленников щелочного полевого шпата рапакиви колеблются в пределах от минимального в Салминском плутоне - I x 0,5 см до максимального в Выборгском - 4,3 x 3,5 см, и, как следует из рис. 4 и 5, раз-

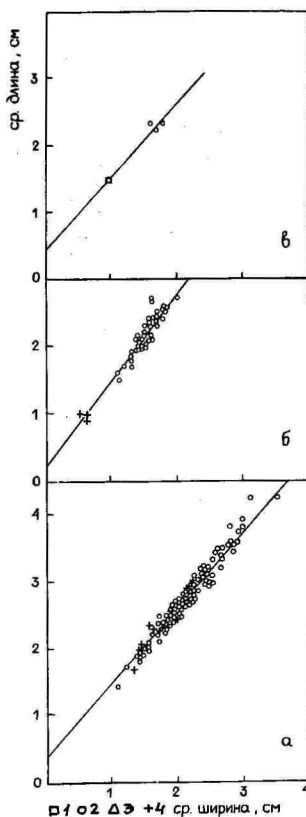


Рис. 5. Средние размеры вкрапленников калишпата из рапакиви Выборгского (а), Салминского (б) и Коростеньского плутонов. Каждая точка представляет среднюю выборку из 100 измерений. Условные знаки: 1 - I-я фаза (малинский гранит), 2 - 2-я фаза, 3 - 3-я фаза, 4 - 4-я фаза.

Статистические характеристики измеренных размеров
вкрапленников щелочного полевого шпата в рапакиви

Порода	Число из- мерений	Средняя длина у	Стандартное отклонение бу	Средняя ширина х	Стандартное отклонение бх	Коэф. корреляции	Уравнение регрессии
Выборгский пл.							
II фаза в целом	106	2,74	0,53	2,08	0,46	0,98	$y = 1,13x + 0,40$
м/о гранит	11	2,16	0,16	1,65	0,15	0,94	$y = 0,98x + 0,55$
р/о гранит	22	2,64	0,08	2,01	0,12	0,66	$y = 0,44x + 1,75$
с/о гранит	31	2,95	0,14	2,27	0,14	0,73	$y = 0,72x + 1,32$
к/о гранит	14	3,60	0,33	2,78	0,31	0,92	$y = 1,01x + 0,81$
порф. гранит к/з	12	2,50	0,39	1,90	0,30	0,98	$y = 1,26x + 0,12$
III фаза	6	2,32	1,01	1,58	0,97	1,00	$y = 1,04x + 0,68$
IV фаза	10	2,31	0,36	1,70	0,30	0,97	$y = 1,17x + 0,32$
Салминский пл.							
II фаза	46	2,08	0,43	1,47	0,32	0,96	$y = 1,30x + 0,18$
Коростеньский пл.							
II фаза	4	2,08	0,39	1,53	0,36	0,97	$y = 1,04x + 0,50$

Обозначения: пл. - плутон; м/о - мелкоовоидный; р/о - разноовоидный; с/о - среднеовоидный; к/о - крупноовоидный; к/з - крупнозернистой основной массы.

Примечание: каждое измерение представляет собой среднюю из 100 измеренных в обнажении длинных и коротких осей вкрапленников.

меры подавляющего числа их из овоидного рапакиви Салминского и Коростеньского плутонов соответствуют размерам вкрапленников из мелкоовоидного гранита Выборгского плутона.

Корреляция между среднестатистическими короткими и длинными осями вкрапленников калишпата из разных типов рапакиви исследуемых плутонов хорошая, с коэффициентом корреляции выше 0,9 (табл. 3). Из уравнений регрессии (табл. 3) следует, что отношение между длиной и шириной для мелких и крупных вкрапленников является практически одинаковым или медленно повышается в сторону более крупных вкрапленников. Исключением являются вкрапленники щелочного полевого шпата из разноовоидного и среднеовоидного рапакиви Выборгского плутона с коэффициентом корреляции около 0,7. Уравнения регрессии свидетельствуют о более заметном колебании отношений между длиной и шириной этих вкрапленников в зависимости от их размеров; при этом мелкие индивиды более удлинены по сравнению с крупными. Стандартные отклонения размерности в исследуемых выборках небольшие и колеблются от 0,1 до 0,5 (табл. 3) за исключением выборки трахитоидного гранита Выборгского плутона.

В отчетливо порфиroidных породах (порфиroidные биотитовые граниты, редкопорфиroidные овоидные граниты) укрупнение размеров вкрапленников сопровождается уменьшением объема основной массы (рис. 3). Несколько слабее такая связь между количеством основной массы и вкрапленников проявляется в овоидных гранитах Выборгского плутона — наблюдаемое в них укрупнение размеров фенокристаллов в ряду мелкоовоидный рапакиви — крупноовоидный рапакиви происходит при постоянном соотношении объемов основной массы и вкрапленников щелочного полевого шпата (рис. 3). В первом случае мы, вероятно, наблюдаем возрастающую тенденцию фракционирования вещества на вкрапленники во время раннего (интрателлурического) этапа эволюции магмы. Укрупнение размеров вкрапленников калиевого полевого шпата в овоидном рапакиви Выборгского плутона, наоборот, является примером более позднемагматического слияния (синнезиса) мелких вкрапленников в крупные, о чем, в частности, свидетельствуют агрегатность последних, постепенное коле-

бание размеров калишпатовых вкрапленников у контактов интрузии с рамой, вокруг крупных ксенолитов. По геологическим данным, такое массовое образование крупных вкрапленников является процессом относительно позднекристаллизационным, но не постмагматическим, против чего говорит наблюдаемая в этих породах статистическая ориентировка вкрапленников и участие их в развитии шширов магматического течения.

О более длительной и многоэтапной кристаллизации овоидных гранитов Выборгского плутона по сравнению с фазой 2 Салминского плутона свидетельствуют и частотные кривые длин вкрапленников из этих пород, имеющие несколько максимумов (рис. 4). На многоэтапный колебательный режим их образования указывает и наблюдаемая в них различного рода зональность (внутренние "кольца" темноцветных включений, фрагменты промежуточной плагиоклазовой оболочки и т.п.). Основываясь на морфологии и кривых распределения длин вкрапленников из овоидного гранита Выборгского плутона, Н.Ф. Шинкарев, М.Ю. Смирнов /1974/ и Н.Ф. Шинкарев, Н.Д. Рундквист /1986/ выделяют также несколько этапов их кристаллизации.

Идиоморфизм вкрапленников

Вкрапленники щелочного полевого шпата в рапакиви имеют как овоидальные, так и идиоморфные очертания. Соотношение идиоморфных и овоидальных вкрапленников колеблется в широких пределах, увеличиваясь от роговообманково-биотитовых гранитов к биотитовым типам рапакиви (табл. 4, рис. 6).

В породах фазы 2 из Выборгского плутона число идиоморфных вкрапленников является наименьшим в мелкоовоидном рапакиви и увеличивается через более крупноовоидные разновидности в сторону порфириовидного овоидного гранита и овоидного гранита краснохолмского типа (табл. 4). В последних двух типах пород количество их даже превышает число овоидов. Подобные соотношения между этими типами вкрапленников наблюдаются и в рапакиви фазы 2 Салминского и Коростеньского плутонов (табл. 4, рис. 6).

Таблица 4

Количество разных видов вкрапленников
щелочного полевого шпата в рапакиви

Плутон, порода	Вкр. с P1 оболочкой среди всех вкр.		Овоиды среди необолоченных вкр.		Овоиды среди оболоченных вкр.	
	Отношение чисел	%	Отношение чисел	%	Отношение чисел	%
ВЫБОРГСКИЙ ПЛ.						
2 фаза в целом	2724/8585	32	3221/5444	59	2080/2451	85
м/ов гранит	433/1098	39	599/665	90	406/433	94
с/ов и к/ов гранит	1942/6289	31	2287/4008	57	1450/1691	86
гранит К-Х типа	475/1908	25	576/1433	40	318/475	78
порф. гранит к/з	349/1198	29	335/771	44	224/327	69
4 фаза	247/1002	25	132/642	21	137/196	70
САЛМИНСКИЙ ПЛ.						
2 фаза в целом	471/4027	12	1661/3557	47	322/470	69
ов. гранит	364/2779	13	1170/2415	48	238/364	65
порф. ов. гранит	107/1249	9	491/1142	43	84/107	79
4 фаза	0/300	0	0/300	0	0/0	0
КОРОСТЕНЬСКИЙ ПЛ.						
2 фаза в целом	116/300	39	83/172	48	114/128	89

Обозначения: м/ов - мелкоовоидный; с/ов - среднеовоидный; к/ов - крупноовоидный; ов - овоидный; К-Х типа - краснохолмского типа; к/з - крупнозернистой основной массы; вкр. - вкрапленники.

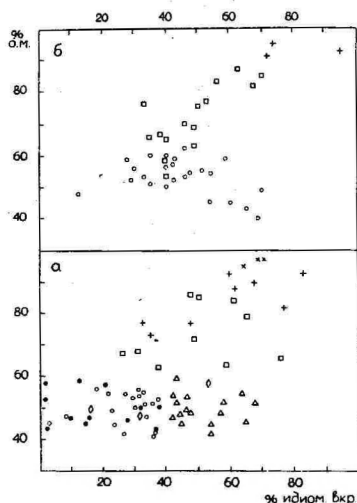


Рис. 6. Количество идиоморфных вкрапленников калишпата и основной массы из рапакиви Выборгского, Коростеньского (а) и Салминского (б) плутонов. Процент идиоморфных вкрапленников — из 100 вкрапленников, подсчитанных в обнажении. Условные знаки: см. рис. 3.

Сравнение наибольших поперечников овоидальных и идиоморфных вкрапленников указывает на несколько более крупные размеры овоидов по сравнению с ограниченными мегакристаллами (рис. 7). В то же время основные максимумы частотных кривых размерности вкрапленников для обоих типов фенокристаллов совпадают или очень близки, но кривые для овоидов в области больших размеров имеют добавочные максимумы или постоянно располагаются выше. Первая особенность рассматриваемых частотных кривых, по-видимому, отражает то, что главная часть овоидов представляет собой идиоморфные вкрапленники, позже подвергшиеся резорбции. Вторая особенность может быть объяснена тем, что часть крупных овоидов представляет собой слившиеся агрегаты идиоморфных мелких вкрапленников, что подтверждается нередко наблюдающимся их мозаично-агрегатным строением.

Эти данные позволяют рассматривать рост монокристал-

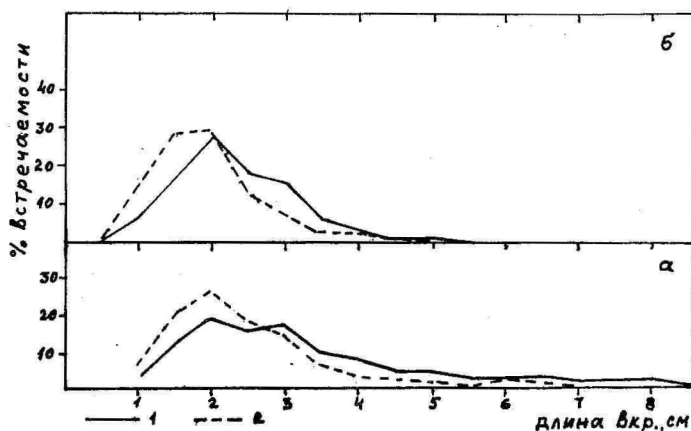


Рис. 7. Частота встречаемости длин вкрапленников калишпата без плагиоклазовой оболочки, фаза 2-я из Выборгского (а, 8300 изм.) и Салминского (б, 4300 изм.) плутонов. Условные знаки: 1 - овоиды, 2 - идиоморфные кристаллы.

лических индивидов щелочного полевого шпата в виде ограниченных многогранников, а не эллипсоидальных образований, как это в свое время предполагалось И.И. Седергольмом /Sederholm, 1928/.

Больше всего идиоморфных вкрапленников щелочного полевого шпата содержит биотитовый порфиroidный рапакиви фазы 4 (в этой фазе Салминского плутона 80 - 100% фенокристаллов являются эвгедральными).

Отметим, что, несмотря на общую тенденцию к возрастанию доли идиоморфных вкрапленников от ранней фазы к поздним, связь между их числом и процентом основной массы породы слабеет, если рассматривать ее в пределах отдельной фазы, а тем более одного типа пород (рис. 6).

Таким образом, овоидальность щелочного полевого шпата наиболее характерным образом выступает в мелкоовоидном гра-

ните фазы 2 Выборгского плутона, который по своему внутреннему строению является очень однородным и кристаллизовался по сравнению с другими разновидностями овоидных гранитов в течение несколько менее продолжительного времени из несколько более высокотемпературной магмы /Великославинский и др., 1978/.

Для обогащенного идиоморфными фенокристаллами порфиоровидного овоидного гранита и овоидного рапакиви краснохолмского типа Выборгского плутона характерна заметная шпировость, повышенная упорядоченность калишпата /Кирс, 1986/ и кристаллизация в основной массе (а также в краевой зоне вкрапленников) микропегматита, т.е. признаки повышенной активности водного флюида во время кристаллизации магмы.

Кристаллизация дайкового Салминского порфиоровидного биотитового рапакиви фазы 4, содержащей практически только идиоморфные вкрапленники, происходила быстро, без существенных резорбционных явлений, в пользу чего свидетельствует также наличие единственного четкого максимума у кривой распределения длин фенокристаллов из него (рис. 4).

Из этих данных следует, что образование идиоморфных вкрапленников щелочного полевого шпата в рапакиви является предпочтительным процессом в условиях нарастающей активности водяного флюида.

Количество плагиоклазовых оболочек вокруг вкрапленников

Часть микропертитовых вкрапленников щелочного полевого шпата окружена плагиоклазовыми оболочками, что порождает в породе т.н. структуру рапакиви. В овоидном и порфиоровидном овоидном граните фазы 2 Выборгского плутона овоиды с оболочками обычно составляют 25 - 40% от общего числа вкрапленников, причем доля фенокристаллов с оболочками повышается в мелкоовоидном рапакиви (табл. 4, рис. 8). Меньше вкрапленников с плагиоклазовыми оболочками в Салминском рапакиви фазы 2 (менее 20%). В Коростеньском овоидном граните по немногочисленным подсчетам процент вкрапленников с оболочками тот же, что и в

Выборгском овоидном граните (табл. 4, рис. 8).

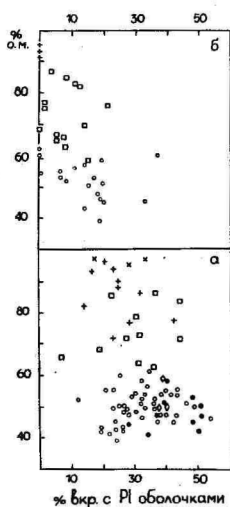


Рис. 8. Количество щелочнополевошпатовых вкрапленников с плагиоклазовой оболочкой и основной массы из рапакиви Выборгского, Коростеньского (а) и Салминского (б) плутонов. Условные знаки: см. рис. 3.

В микропертитовых вкрапленниках из Коростеньского мелкоовоидного рапакиви фазы I (чаще, чем в овоидных гранитах других плутонов) встречаются внутренние плагиоклазовые оболочки и даже ядра.

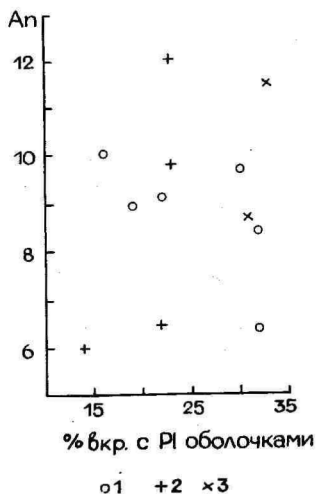


Рис. 9. Количество вкрапленников калишпата с плагиоклазовой оболочкой из рапакиви Выборгского плутона и кальциевость породы, выраженной в виде процентного содержания нормативного анортита в системе Ab-An-Or-Q.

Среди биотитовых гранитов вкрапленники с оболочками плаггиоклаза присутствуют только в Выборгском плутоне (табл. 4, рис. 8).

Анализ рис. 8 показывает, что частота встречаемости ооидов с плаггиоклазовыми оболочками в рапакиви Выборгского плутона не коррелирует с количеством и размерами калишпатовых вкрапленников. Нет корреляции и с содержанием кальция в рапакиви (рис. 9). В то же время в рапакиви Выборгского плутона наблюдается отрицательная корреляция между количеством идиоморфных вкрапленников с процентным содержанием ооидов с оболочками (табл. 4, рис. 10).

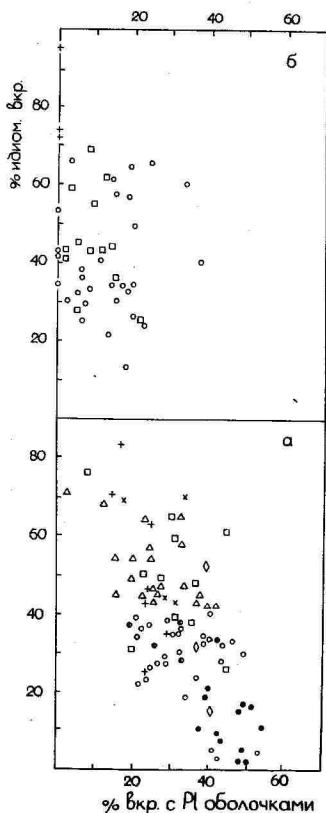


Рис. 10. Количество идиоморфных вкрапленников калишпата и вкрапленников с плаггиоклазовой оболочкой из рапакиви Выборгского, Коростеньского (а) и Салминского (б) плутонов. Условные знаки: см. рис. 3.

Идиоморфизм плагиоклазовой оболочки

Для рапакиви типично, что окруженные плагиоклазовыми оболочками калишпатовые ядра имеют всегда округлую (овоидальную) форму. При этом внешний контур плагиоклазовой оболочки может быть либо округлый, либо идиоморфный, хотя явно преобладает первый тип (табл. 4, рис. 10). При этом примечательно то, что во всех типах рапакиви из исследуемых плутонов вкрапленники без оболочек имеют большую степень идиоморфизма, чем вкрапленники с плагиоклазовой оболочкой (табл. 4), т.е. плагиоклаз оболочек вкрапленников в рапакиви является более резорбированным по сравнению со щелочным полевым шпатом вкрапленников. Местами процент вкрапленников с идиоморфным внешним контуром плагиоклазовой оболочки все-таки повышается до 40% среди оболочечных фенокристаллов в овоидных гранитах Выборгского плутона и даже до 80% - в гранитах Салминского плутона (рис. II).

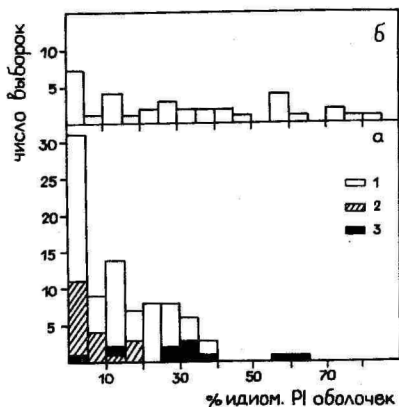


Рис. II. Количество идиоморфных плагиоклазовых оболочек среди оболочечных щелочнополевошпатовых фенокристаллов в овоидном рапакиви 2-ой фазы Выборгского (а) и Салминского (б) плутонов. Условные знаки: 1 - фаза 2-ая в целом, 2 - мелкоовоидный выбогит, 3 - порфириовидный овоидный гранит с крупнозернистой основной массой.

Среди пород из разных фациальных разновидностей фазы 2 Выборгского плутона степень идиоморфизма внешнего контура плагиоклазовой оболочки (подобно этому свойству у вкрапленников без оболочек) растет от мелкоовоидного гранита через крупноовоидные разновидности к овоидному граниту краснохолмского типа и порфиоровидному овоидному рапакиви (табл. 4).

Относительно высокую степень идиоморфизма имеет плагиоклазовая оболочка и в рапакиви фазы 2 Салминского плутона (табл. 4).

Более овоидальными, однако, (по сравнению с Салминским плутоном) являются внешние контуры плагиоклазовых оболочек в овоидном граните фазы 2 Коростеньского плутона.

При исследовании зависимости степени идиоморфизма внешнего контура плагиоклазовой оболочки от размеров калишпатовых ядер выяснилось, что более идиоморфная оболочка чаще встречается вокруг мелких вкрапленников калишпата, а овоидальная - вокруг крупных (с поперечником более 2 см) фенокристаллов (рис. 12). Причинами такой асимметричности в распределении степени идиоморфизма плагиоклазовой оболочки могут быть как различная величина калишпатовых ядер во время роста плагиоклазовой оболочки, так и более интенсивная резорбция плагиоклаза вокруг крупных вкрапленников калишпата по сравнению с мелким, причем в изученных нами типах рапакиви последнее явление сыграло, по всей вероятности, ведущую роль.

Существование положительной корреляции между такими характеристиками, как количество вкрапленников с плагиоклазовой оболочкой, овоидальность калишпатовых фенокристаллов и овоидальность плагиоклазовой оболочки, хорошо наблюдающимися в полевых шпатах рапакиви из Выборгского плутона, дает основание предполагать, что чем более интенсивной является резорбция калишпата, тем интенсивнее идет образование плагиоклазовой оболочки и, в свою очередь, резорбция оболочки - так что образование плагиоклазовой оболочки вокруг калишпата является относительно кратковременным, "аномальным" колебательным процессом.

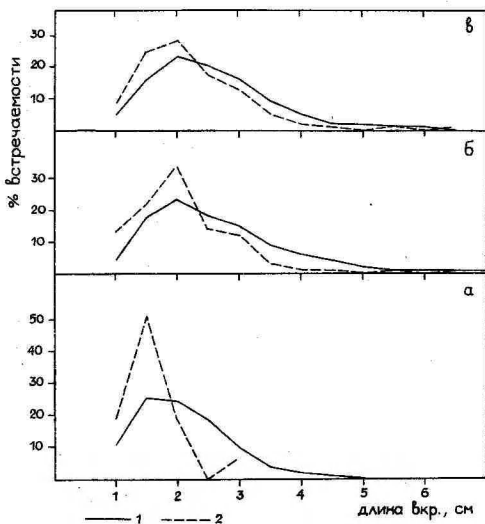


Рис. 12. Частота встречаемости длин вкрапленников калишпата с плагиоклазовой оболочкой из овоидных гранитов 2-ой фазы Выборгского плутона: а - мелкоовоидный гранит (1100 изм.), б - порфировидный гранит с крупнозернистой основной массой (1100 изм.): в - 2-ой фазе в целом (8300 изм.). Условные знаки: 1 - овоидальная плагиоклазовая оболочка, 2 - идиоморфная плагиоклазовая оболочка.

Размеры вкрапленников с плагиоклазовой оболочкой и без нее

Размеры калишпатовых вкрапленников с плагиоклазовой оболочкой и без нее в рапакиви фазы 2 Выборгского и Салминского плутонов практически одинаковы, хотя в более порфировидных разновидностях овоидных гранитов первые являются статистически более крупными, что справедливо даже в большей мере для порфировидного биотитового рапакиви фазы 4 Выборгского и овоидного гранита фазы 2 Коростеньского плутона (рис. 13, 14).

Такая картина распределения размеров обоих типов вкрапленников говорит о том, что при кристаллизации овоидных типов рапакиви плагиоклаз в общем статистически равномерно "использовал" для эпитактической кристаллизации все

имеющиеся кристаллы калишпата, хотя в условиях кристаллизации более порфировидных разновидностей рапакиви (при повышенной скорости кристаллизации вещества из магмы, выделяющей водяной флюид?) наблюдается и предпочтительная кристаллизация плагноклазовой оболочки на более крупных вкрапленниках калишпата — по всей вероятности, вследствие высокой суммарной поверхностной энергии последних.

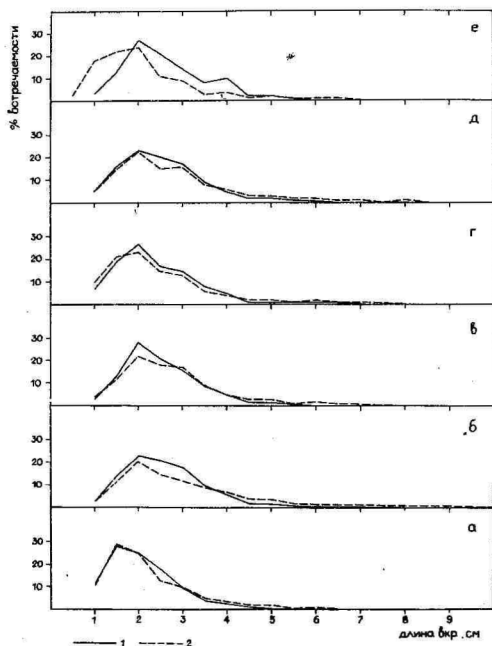


Рис. 13. Частота встречаемости длин вкрапленников калишпата из рапакиви 2-ой и 4-ой фаз Выборгского плутона: а — мелкоовоидный гранит (1100 изм.), б — средний крупноовоидный гранит (6100 изм.), в — овоидный гранит краснохолмского типа (1700 изм.), г — порфировидный овоидный гранит (1100 изм.). д — 2-ая фаза в целом (8300 изм.), е — порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой (4-ая фаза, 1000 изм.). Условные знаки: 1 — вкрапленники с плагноклазовой оболочкой, 2 — вкрапленники те же без оболочки.

Интересно еще отметить, что на графиках, составленных для биотит-амфиболового рапакиви исследованных плутонов (рис. 13, 14) частотная кривая размерности вкрапленников

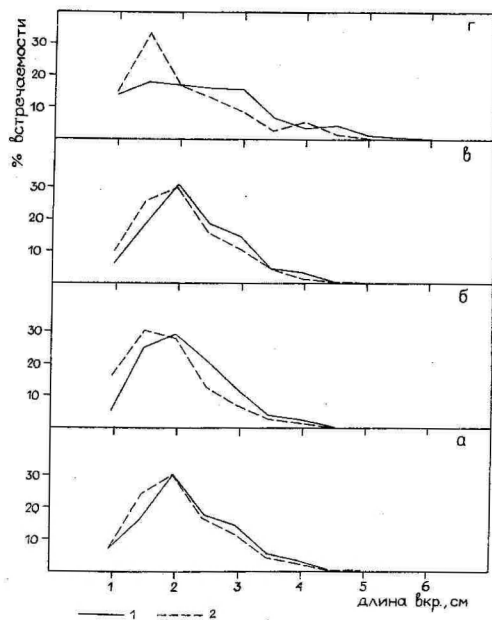


Рис. 14. Частота встречаемости длин вкрапленников калишпата 2-ой фазы Салминского (а, б, в) и Коростеньского (г) плутонов: а - овоидный гранит (3000 изм.), б - порфириовидный овоидный гранит (1300 изм.), во 2-ой фазе в целом (4300 изм.), г - овоидный гранит (300 изм.). Условные знаки: 1 - вкрапленники с плаггиоклазовой оболочкой, 2 - вкрапленники те же без оболочки.

без плаггиоклазовой оболочки в области больших размеров, особенно в случае Выборгского овоидного гранита, несколько поднимается над кривой для вкрапленников с плаггиоклазовой оболочкой. Это, возможно, говорит о несколько более интенсивном растворении плаггиоклазовой оболочки вокруг более крупных фенокристаллов калишпата в этих породах.

Выводы

Отмеченные особенности морфологии микропертитовых вкрапленников и плаггиоклазовой оболочки вокруг них, по-ви-

димому, возникли в результате резкого перепада давления в магматической камере /Н.Р. Шинкарев, Н.Д. Рундквист, 1986/, которое сопровождалось резорбцией первоначально в разной степени идиоморфных калишпатовых вкрапленников и последующей эпитактической кристаллизацией плагиоклаза на поверхности некоторых из них. Повышение давления, в свою очередь, вело к резорбции плагиоклаза и росту щелочного полевого шпата с образованием идиоморфных контуров последнего. Внутренние плагиоклазовые оболочки в рапакиви Коростеньского и Выборгского плутонов свидетельствует о многократности таких перепадов давления. Более быстрая (приповерхностная?) кристаллизация /Кирс, 1981/ вместе с менее выраженными явлениями резорбции по сравнению с рапакиви других плутонов обусловили наблюдаемые морфологические особенности (повышенный идиоморфизм вкрапленников, меньшее количество плагиоклазовых оболочек вокруг них) Салминского овоидного рапакиви.

Литература

1. Беляев А.М. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива // Вестник ЛГУ. - 1983. - № 6. - С. 13-22.
2. Беляев А.М., Львов Б.К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива // Вестник ЛГУ. - 1981. - № 6. - С. 15-24.
3. Великославинский Д.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация. - Л., 1978. - 293 с.
4. Захарченко А.И. Особенности перехода расплавов во флюиды и эволюция их состава // Теория и практика термобарогеохимии. - М., 1978. - С. 39-43.
5. Кирс Ю.Э. Структурное состояние щелочного полевого шпата из гранитов рапакиви Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1981. - Вып. 561: Тр. по геологии IX. - С. 3-29.
6. Марфунин А.С., Бериллов Л.В. Электронно-дырочные центры в полевых шпатах и их возможное кристаллохимическое и петрографическое значение // Докл. АН

- СССР. - 1970. - Вып. 193, № 2. - С. 412-444.
7. Матяш И.В. и др. Радиоспектроскопия полевых шпатов. - Киев, 1981. - 112 с.
 8. Свириденко Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). - Петрозаводск, 1986. - 116 с.
 9. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. - М., 1975. - 287 с.
 10. Чупин В.П. и др. Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви // АН СССР, 1979. - Т. 248. - № 5. - С. 1200-1204.
 11. Шинкарев Н.Ф., Анищенкова О.Н. Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973. - № 2. - С. 140-144.
 12. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. - Л., 1983. - 271 с.
 13. Шинкарев Н.Ф., Рундквист Н.Д. К вопросу об образовании гранитов рапакиви // Зап.Всес.Мин. Об-ва 1986. - Вып. 6, ч. 115. - С. 643-649.
 14. Шинкарев Н.Ф., Смирнов М.Ю. О кристаллизации полевых шпатов в массивах рапакиви // Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. - Л. 1974. - С. 34-39.
 15. Brown F.F., Pritchard A.M. The Mössbauer spectrum of iron orthodase // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1969. - Vol. 5. - P. 259-260.
 16. Savolahti A. The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals // Bull. Comiss. Geol. Finlande. - 1962. - N 204. - P. 33-111.
 17. Sederholm J.J. On orbicular granites // Bull. Comiss. Geol. Finlande. - 1928. - N 83. - 105 p.
 18. Smith J.V. Feldspar Minerals. - Berlin: Springer-Verlag, 1974. - Vol. 2. - 690 p.
 19. Vorma A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in south-eastern Finland // Bull. Comiss. Geol. Finlande. - 1971. - N 246. - 72 p.
 20. Wahl W. Die Gesteine des Wiborger Rapakivigebietes / Fennia. - 1925. - Vol. 45, N 20. - 127 p.

ON COLOUR, GRAIN SIZE AND MORPHOLOGY OF ALKALI FELDSPAR
IN RAPAKIVI GRANITES FROM WIBORG, SALMI AND
KOROSTEN PLUTONS

J. Kirs

S u m m a r y

Colour, grain size, quantity and morphological features (idiomorphism, plagioclase mantles) of alkali feldspar from granitic intrusive phases of Wiborg, Salmi and Korosten plutons are discussed. The described morphological features of perthitic alkali feldspar phenocrysts (such as resorption of initially idiomorphic form with following epitaxial crystallization of plagioclase mantle on someone) resulted from a rapid fall of water pressure in magmatic chamber. The following increase of water pressure causes again an idiomorphic growth of alkali feldspar with resorption of mantle plagioclase. Fragments of concentric plagioclase mantle rings inside phenocrysts from Wiborg and Korosten plutons witness to repeated nature of such process.

The rapakivi granites from Salmi pluton have crystallized more rapidly (nearer to surface), /Kirs, 1981/, followed by rapakivi from Wiborg and Korosten plutons. The greater idiomorphism of phenocrysts and the smaller amount of plagioclase mantles around them observed in ovoidal granites from Salmi pluton are in connexion with this.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ФОСФОРИТАХ ЭСТОНИИ

А. Лоог, В. Петерсель

Основные месторождения фосфоритов Эстонии сконцентрированы в Раквереском фосфоритоносном районе. Запасы и ресурсы района оцениваются около 0,7 миллиарда тонн P_2O_5 . Ниже рассматриваются закономерности распределения малых элементов в фосфоритах этого района.

К настоящему времени изучено содержание в фосфоритах 43 малых элементов. В этих целях использованы многочисленные анализы, выполненные приближенно-количественным спектральным, рентгеноспектральным и др. методами (РЗЭ) в лабораториях ПО "Эстонгеология", ИМГРЭ и МГРИ. Качество выполненных анализов соответствует действующим инструкциям Министерства геологии СССР.

По содержанию в фосфоритах эти элементы условно разделены на 3 группы. В первую группу отнесены элементы, среднее содержание которых в пластопересечениях фосфоритов по всей площади фосфоритоносного района ниже кларка литосферы и почвы. Это элементы Ti, V, Cr, Ni, Ga, Ba, Sc, Li, а также Th, Be, Sn, Rb и Cs. Максимально установленное содержание этих элементов также ниже кларка или редко близко к нему (табл. I). Содержание элементов рассматриваемой группы в фосфоритах как по вертикали, так и по латерали постоянное и колеблется в несущественных пределах. Как правило, они не образуют контрастно-повышенных или аномальных содержаний.

Во вторую группу отнесены Mn, Co, Cu, Pb, Zn, Mo и Ag, а также Cd, As, Ge, Re и Sc. Среднее содержание этих элементов в пластопересечениях фосфоритов обычно близко к кларку литосферы или почвы (табл. I). Из элементов второй группы Mn и Co характеризуются равномерным распределением, максимальные содержания их превышают кларк литосферы только в 2 - 3 раза. Но и элементы полиметаллической группы

Таблица I

Содержание металлов и Ba в фосфоритах Раквереского
фосфоритоносного района и некоторых бассейнов мира в г/т

Наименование месторождения, бассейна	n	P ₂ O ₅ %	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo	Ba	Ag	Sc	Cd	As	Литера- тура
Тоолсе	60	<u>9,98</u>	<u>15-100</u> 58	<u>10-60</u> 22	<u>300-1000</u> 460	<u>3-30</u> 10	<u>8-80</u> 20	<u>15-170</u> 59	<u>5-100</u> 29	<u>< 20-200</u> 45	<u>< 1-35</u> 10	<u>80-400</u> 190	<u>< 0,06-0,5</u> 0,2		<u>< 1,5</u>	<u>< 25</u>	
Кабала	57	<u>3,0-24,52</u> 14,23	<u>15-50</u> 30	<u>8-40</u> 18	<u>300-1200</u> 723	<u>3,5-30</u> 9,2	<u>7-80</u> 12	<u>20-150</u> 60	<u>5-80</u> 22	<u>20-140</u> 28	<u>1-10</u> 2,8	<u>80-400</u> 180	<u>0,06-0,3</u> 0,68		I-3	5-10	
Рягавере	78	<u>3,9-22,8</u> 9,90	<u>15-80</u> 34	<u>10-70</u> 22	<u>300-1400</u> 660	<u>3-30</u> 7,7	<u>6-40</u> 16	<u>15-170</u> 57	<u>4-40</u> 16	<u>20-250</u> 31	<u>1-20</u> 4,0	<u>80-250</u> 150	<u>0,06-0,16</u> 0,09		I-3	5-16	
Ассамалла	76	<u>3,1-25,4</u> 10,0	<u>12-80</u> 28	<u>9-40</u> 19	<u>300-1200</u> 690	<u>3-35</u> 9,7	<u>6-70</u> 19	<u>25-500</u> 75	<u>8-80</u> 31	<u>30-300</u> 40	<u>1-35</u> 6,5	<u>80-400</u> 150	<u>0,06-0,4</u> 0,15		I-3	5-15	
Бассейн География (Австралия)		<u>35,7</u>	<u>10-300</u> 116	<u>50-150</u> 100	<u>100-2000</u> 530	<u>5-30</u> 6	<u>5-100</u> 27	<u>10-100</u> 48	<u>10-250</u> 39	<u>30-300</u> 144	<u>3-10</u> 4	<u>50-500</u> 210	<u>0,1-6</u> -				Спок, 1972
Бассейн "Фосфория" (США)		<u>23,0-37,5</u> 30,5	<u>10-1000</u> 300	<u>30-3000</u> 1000	<u>16-100</u> 30	<u>10-30</u> 10	<u>10-1000</u> 100	<u>3-30</u> 10	<u>10-30</u> 10	<u>80-300</u> 300	<u>5-300</u> 30	<u>100-300</u> 100	<u>0,1-3</u>	<u>5-30</u> 10	<u>50-300</u> 50	<u>10-200</u> 40	Gulbran- dsen 1966
Алжир- Марокко		<u>28-36</u>	<u>100</u>	<u>110-290</u>				<u>3-18</u> 8		<u>120-270</u>	<u>2-13</u>				20	<u>3,5-37</u> 13	Блисков- ский, 1983
Египет-Сирия- Ирак		<u>26-35</u>	<u>300</u>	<u>20-70</u>				<u>5-21</u>	<u>1-16</u>	<u>5-78</u>	<u>1-41</u>					3-30	Блисков- ский, 1983
Каратау		<u>22-29</u>	<u>30-110</u> 46	<u>21-120</u> 41				<u>7-26</u> 14	<u>6-48</u> 24	<u>10-74</u> 24	<u>1-6</u> 3,5					<u>4-42</u> 12	Блисков- ский, 1983
Кларк литосферы		0,19	90	83	1000	18	58	47	16	83	1,1	650	0,07		0,13	1,7	
Кларк почвы		0,17	100	200	850	10	40	20	10	50	2	500	0,1		0,5	5	

(Cu, Pb, Zn, Ag, As) выделяются повышенным коэффициентом вариации. Они образуют единичные достаточно контрастные аномалии, в пределах которых коэффициент концентрации отдельных элементов этой группы достигает 5 - 10 и больше. Эти аномалии имеют комплексный характер. В их пределах почти всегда повышенным содержанием выделяются 2, редко более перечисленных выше элементов. Хотя максимальное содержание Mo и элементов полиметаллической группы наблюдается в верхней части разреза, под экраном глинистых глауконитовых песчаников или граптолитовых аргиллитов, они также прослеживаются через всю фосфоритоносную толщу. При этом контрастность аномалий уменьшается в глубину.

Пространственные закономерности распространения аномалий Mo и элементов полиметаллической группы не выяснены. Они встречаются на всей площади Раквереского фосфоритоносного района и как бы тяготеют к ожелезненным (пиритизированным) и реже к доломитизированным разновидностям фосфоритов. В фосфоритах фосфоритоносного района установлены максимальные содержания Mo до 35 г/т, Pb до 140 г/т, Cu до 350 г/т, Zn до 300 г/т и Ag до 0,9 г/т.

Корреляционный анализ свидетельствует, что в пределах месторождения Тоолсе (табл. 2) Mo, Pb, Zn, Cu и Ag образуют с P отрицательную корреляцию или ведут себя инертно. Между Fe и Mo, Pb, Zn, Cu и Ag так же, как и между последними, наблюдается четкая положительная корреляция. Ими условно соединяется Ni и Tl частично V. На месторождении Кабала эти взаимоотношения между упомянутыми элементами несколько иные (табл. 3). Положительную корреляцию с P образуют Fe и через него также V, Co, Ni, Mo и, по-видимому, Pb. Обусловлено это их преобладанием на месторождении Тоолсе над рассеянным в фосфатных минералах пиритным железом, которое распределено неравномерно и большей частью встречается в виде самостоятельного минерала - пирита. На месторождении Кабала, по сравнению с месторождением Тоолсе, содержание железа существенно ниже (см. табл. 2 и 3), и оно преимущественно представлено рассеянной в фосфатных минералах оксидной формой.

Аномалии и повышенные содержания Mo, Cu, Pb, Zn, Ag и As самостоятельного значения не имеют. Однако, учитывая, что в породах кристаллического фундамента и венда Рак-

Таблица 2

Матрицы значений коэффициентов парной
линейной корреляции между содержаниями
металлов в фосфоритах месторождения Тоолсе

Элементы	Fe	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo	Ag	Tl
P	-.35	-.50	-.30	-.52	. ⁺⁺	-.30	-.26	.	.	-.45	-.32	-.30
Fe		.60	.32	.	.	.81	.51	.35	.60	.68	.41	.54
V			.28	.30	.	.65	.38	.28	.	.84	.	.55
С		26	.36	.	.30
Mn					.40	-.25	.	.
Co						.45	.	.33	.25	.	.	.
Ni							.52	.54	.29	.55	.40	.51
Cu								.	.32	.50	.30	.37
Pb									.	.40	.47	.31
Zn										.30	.32	.27
Mo											.31	.55
Ag												.40
\bar{x}^+	2,20	58	22	460	10	20	59	29	45	10	0,2	1,2

⁺ Fe - в %, остальные металлы в г/т

⁺⁺ - значения $\pm .255$, нейтральное поведение

Таблица 3

Матрицы значений коэффициентов парной корреляции между
содержаниями металлов в фосфоритах месторождения Кабала

Элементы	Fe	Mg	Al ₂ O ₃	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo	Ag	Zr	Ba	B
P	.33	-.40	-.29	.41	-.25	.17	.42	.27	-.40	.36	-.24	.48	.20	.04	.30	.06
Fe		.06	.19	.05	.11	.29	.36	.34	.02	.41	.11	.26	0.50	-.21	.01	-.11
Mg			.52	-.20	.29	.42	-.15	-.05	-.035	-.16	.21	-.15	-.02	-.07	-.15	.25
Al ₂ O ₃				.13	.61	.34	-.13	.13	.24	-.01	.47	.03	.10	.05	.14	.56
V					.30	.29	.17	.21	-.03	.01	-.09	.44	-.06	.31	.61	.22
Cr						3.1	.00	.12	.23	.05	.40	.22	.06	.32	.23	.59
Mn							.26	.41	.11	.23	.24	.47	.41	.27	.43	.20
Co								.37	.15	.32	.11	.36	.35	.07	.23	-.9
Ni									.36	.50	.23	.58	.69	.25	.53	.11
Cu										.09	.68	.15	.30	.38	.21	.09
Pb											.21	.59	.73	.07	.21	-.06
Zn												-.16	.31	.30	.01	.39
Mo													.68	.19	.51	.09
Ag	n=58													-.02	.27	-.03
Zr	95 _r = ±.228														.36	.30
Ba																.09
B																

вереского фосфоритоносного района известно полиметаллическое оруденение, не исключена возможность, что они являются признаками не вскрытого или более глубоко залегающего оруденения.

Содержание C и Ge (≤ 3 г/т), Re ($\leq 0,05$ г/т), Se ($\leq 1-3$ г/т) и Tl (≤ 2 г/т) находится в пределах чувствительности использованных анализов. Они установлены в немногочисленных пробах, и закономерности распределения их недостаточно установлены.

Влияние элементов второй группы на окружающую среду имеет двойкий характер. Умеренно повышенные содержания Cu , Mo , Zn и Ag оказывают нейтральное или благоприятное влияние на рост растений. Влияние повышенных содержаний Pb , а также As на жизнедеятельность явно отрицательное. Формы нахождения Pb и As в фосфоритах еще недостаточно изучены.

Корреляционные отношения Pb , As и P_2O_5 инертные (табл. 2, 3). Несмотря на это, в фосконцентрате наблюдается иногда их концентрация соответственно до 100 - 150 г/т и 40 - 60 г/т. В первую очередь это относится к пиритосодержащим рудам, в которых Pb и As , по-видимому, обогащаются в составе пирита. Характер концентрации Pb в фосфоритах месторождений Кабала и Ягавере в ходе фракционирования (обогащения) иллюстрирует рис. 1. Не трудно заметить, что фосконцентраты характеризуются устойчивым и повышенным содержанием Pb . Pb в фосконцентрате обогащается совместно с Fe . Оба эти элемента концентрируются также в шламах.

Третью группу образуют F , Sr и PЗЭ , а также U , которые входят изоморфно в состав фосфатного минерала створок беззамковых брахиопод /Петерсель и др., 1986/. Эти элементы образуют обязательную геохимическую нагрузку в фосфатных минералах, накапливаются совместно с ними при обогащении, и в фосконцентрате их содержание существенно превышает кларк литосферы и осадочных пород (табл. 4).

F , Sr , PЗЭ , U и P образуют четко выраженную положительную геохимическую ассоциацию. Между ними повсеместно существуют высокоположительные корреляционные взаимоотношения. Так как F , Y , Ln , Sr , а также большая часть U входят изоморфно в кристаллическую решетку фосфатного минерала створок, они обогащаются совместно с P_2O_5 , а латеральное и вертикальное распространение их тесно связано с

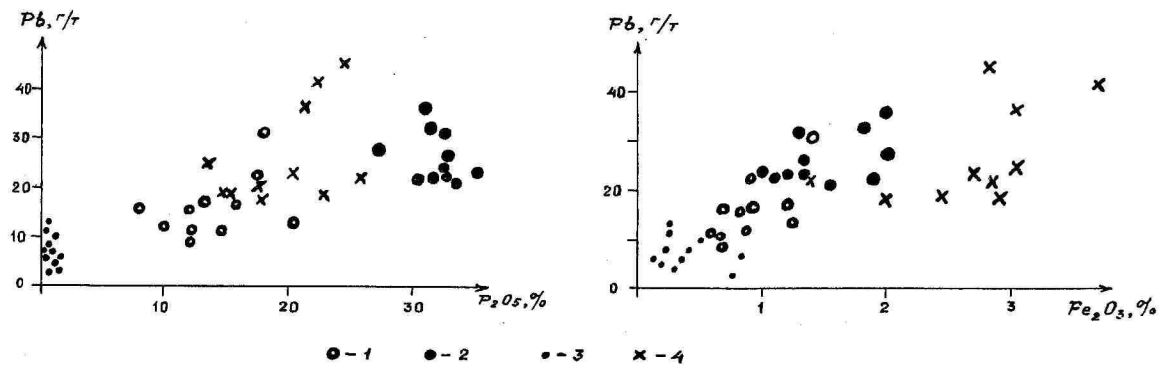


Рис. I. Поведение рь в ходе флотации (обогащения) фосфоритов Кабалаского и Ригавереского месторождений.

I - фосруда; 2 - концентрат; 3 - хвосты; 4 - шламы.

Таблица 4

Содержание F, Sr, P₂O₅ и U
в фосфоритах и их концентратах

Наименование месторождения, бассейн	P ₂ O ₅		г/т				Отношения г/т/%					Литература
	%	F	Sr	TP ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	U	F P ₂ O ₅	Sr P ₂ O ₅	TP ₂ O ₃ P ₂ O ₅	Y ₂ O ₃ P ₂ O ₅	U P ₂ O ₅	
Тоолсе	9,98	0,89	1376	774	181	28	0,091	142	83	20	2,8	Петерсель и др., 1986
Кабала	14,40	1,25	1621	440	130	20	0,088	114	37	8,5	1,4	
Рягавере	9,61	0,88	1059	496	119	13	0,093	117	56	14	1,4	
Ассамалла	13,46	1,22	1792	450	124	16	0,088	128	38	10	1,2	"-
Маарду (фосмука)	22,57	1,65	2200	1180	356	41	0,073	97	80	16	1,8	"-
Кингисепп (тех- нологическая проба)	5,57	0,61	873	327	90	24	0,109	150	59	16	4,3	"-
Каратау	29,4	2,70	1740	780			0,92	59	27			Елисковский и др., 1983
"Фосфория" (США)	30,5	3,1	780	1500	760	90	0,103	26	49	25	3,0	
Марокко	33,1	3,7	1830	1300		100	0,112	55	39		3,0	"-
Сирия	26,10	2,94	1450	1100		80	0,113	55	42		3,1	"-
Северная Австралия	35,6	3,4	354	1650	774	78	0,095	9,9	46	22	2,2	"-
Апатиты (кон- центрат)	38,57	2,59	11900	8080	420	10	0,067	308	209	11	0,3	Минеев, 1974
Тоолсе	27,50	2,55	2600	2000	480	52	0,093	95	73	17	1,9	Петерсель, 1986
Кабала	30,19	2,87	3100	930	210	38	0,092	101	31	6,9	1,3	
Рягавере	30,12	2,90	3100	1600	380	42	0,096	103	53	13	1,4	"-
Ассамалла	30,01	2,88	2750	1265	285	32	0,096	92	42	9,5	1,1	

распределением Р. Однако в зависимости от общего содержания фосфатных минералов в разрезе и по площади распределение каждого из перечисленных элементов имеет существенные различия. Анализ этих различий позволил установить следующее:

1. Пространственные закономерности распределения F и Sr в фосфоритах практически повторяют закономерности распределения P_2O_5 в фосфоритоносном районе. Отношение F/P_2O_5 повсеместно, независимо от абсолютного содержания P_2O_5 в фосфоритах, колеблется в узких пределах, от 0,082 до 0,098. Коэффициент парной корреляции между F и P_2O_5 высокий положительный и в разрезе отдельных месторождений близок к "1".

2. Отношение Sr/P_2O_5 в фосфоритах района также достаточно выдержанное и колеблется в пределах от 106 до 165 (г/т/%). Коэффициент парной корреляции между Sr и P_2O_5 в разрезе отдельных месторождений приближается к единице ($\leq 0,97$). Отмечается, однако, тенденция, что в пластопересечениях эпицентральной части основного рудного тела с увеличением P_2O_5 в рудах ($\leq 18 - 22\%$) относительное содержание Sr к P_2O_5 в ряде случаев незначительно уменьшается.

3. Пространственные закономерности распределения лантаноидов (Ln) и иттрий (Y) в фосфоритах фосфоритоносного района только в общих чертах повторяют закономерности распределения P_2O_5 . Содержание $\sum TR_2O_3$ г/т (по отношению к P_2O_5 в %) в фосфоритах при постоянстве спектра Ln и отношения Ln/Y колеблется в больших пределах, от 26 до 93 по пластопересечениям. Как по площади, так и по разрезу отмечается относительное уменьшение содержания $\sum TR_2O_3/P_2O_5$ и U_2O_3/P_2O_5 по мере роста содержания P_2O_5 в фосфурде. Повсеместно между $P_2O_5 - TR_2O_3/P_2O_5$ и $P_2O_5 - U_2O_3/P_2O_5$ наблюдается четкая отрицательная корреляция.

Спектр TR по всей площади однотипный и выдержанный.

U_2O_3 в $\sum TR_2O_3$ составляет 19 - 28 % и не зависит от абсолютного содержания P_2O_5 в фосфурде. Среди Ln 16 \pm 3 % составляет La и 35 \pm 4 % Ce. В спектре с максимальными концентрациями в кларках осадочных пород всегда выделяются Eu и Tm, минимальными - La и Yb, особенно Lu. Соотношение лантаноидов весьма устойчиво и является региональным геохимическим параметром.

Кроме повышенной иттриенности, фосфориты Эстонии от-

личаются также более высоким относительным содержанием европия и других промежуточных лантаноидов части спектра Sm - Ho, что должно повышать их практическую ценность.

Анализ большого фактического материала привел авторов /Петерсель и др., 1986/ к выводам, что:

- в водах фосфатонакопляющего палеобассейна осуществлялся дефицит Ln и Y, и изоморфность створок ободил на стадии их роста осталась незаполненной этими элементами;

- накопление фосфатных створок происходило "in situ". Они не подвергались существенным перемешиваниям в ходе осадконакопления.

Фосфориты характеризуются повышенным содержанием урана, что до 10 раз выше кларка осадочных пород. Как содержание U, так и отношение U/P_2O_5 в разрезе отдельных месторождений различно. Выше всего эти показатели для месторождения Тоолсе; ниже всего - для месторождения Кабала и Ассамалла (табл. 4). Между U и P_2O_5 также почти всегда существует положительная корреляция.

4. Фосфориты характеризуются в основном двумя формами нахождения урана: сорбированной в фосфатном веществе и на слоистых силикатах.

Методом f -радиографии выявлена преимущественная приуроченность урана к фосфатным створкам и их обломкам. Распределение урана в них неоднородное и повышается в створках обогащениями гидроокислами железа и пиритом. Повышенным содержанием урана отличается глинистая фракция фосфорита. Особенно при наличии в прослоях глинистого материала органического вещества сапропелевого типа. В ходе обогащения эта доля урана совместно с глинистой фракцией переходит в шламы.

Ракушняковые фосфориты образуют самостоятельную рудную формацию, генезис и палеогеографические условия накопления которых, несомненно, имеют свои специфические черты.

К числу наиболее сложных и окончательно не решенных до настоящего времени проблем относится вопрос об источнике фосфора и многих малых элементов.

Привнос большого количества P и постоянно сопутствующих ему малых элементов в палеобассейн с поверхностными водами нереален. Этому противоречат терригенный состав и мощность фосфоритоносных отложений. Сомнительна и роль апвеллинга в условиях полузакрытого узкого (60 - 100 км),

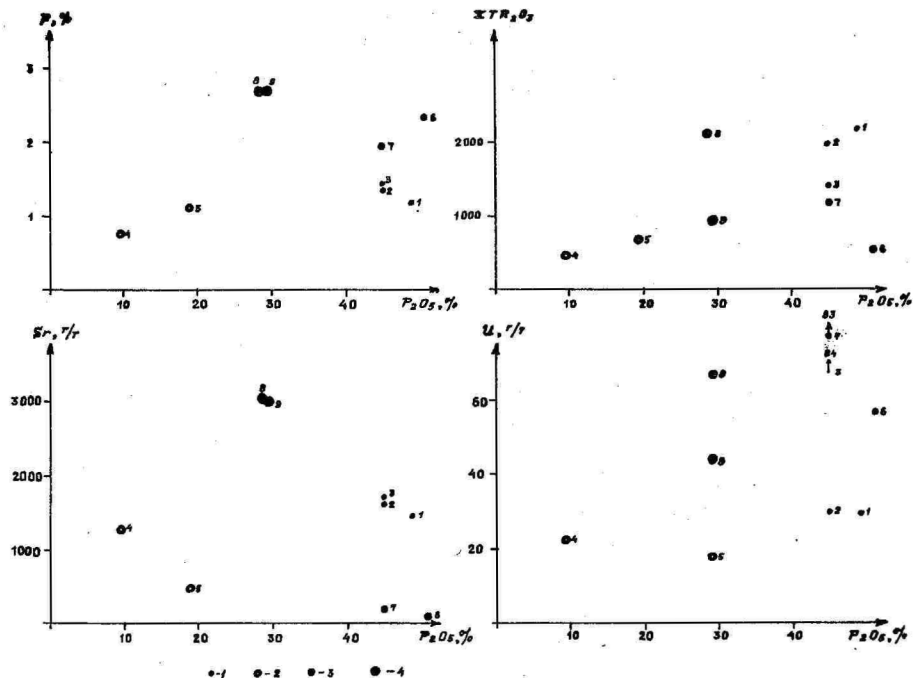


Рис. 2. Зависимость содержания F, Sr, TR и U от содержания P_2O_5 в фосфоритах

I-Ю - месторождения и бассейны: I - Каратау, 2 - "Фосфория" (США), 3 - Курибга (Марокко), 4 - Сирия, 5 - СЗ бассейна Георгия (Сев. Австралия), 6 - Апатиты, 7 - Тоолсе, 8 - Кабала, 9 - Ргавере, Ю - Ассамалла; 1 - фосфориты зернистые; 2 - фосконцентраты.

но длинного (более 600 км) мелководного эпиконтинентального моря, куда привнос за короткое время (в геологическом смысле) аккумулярованного вышекларковского фосфора превышает 3 миллиарда тонн. В пользу сказанного говорят также резко различающиеся отношения элементов, в первую очередь лантановидов в морской воде и в фосфоритах (табл. 5).

Геохимические характеристики эстонских фосфоритов дают основание предполагать существование благоприятных условий для аномально-массового развития беззамковых брахиопод в связи с притоком в палеобассейн обогащенных U, P, F, Sr, PЗЭ и др. элементами подводных гидротерм.

Наиболее вероятными источниками гидротерм служили раскрывшиеся в ходе каледонской тектонической активизации северо-запада Восточно-Европейской платформы глубинные источники вдоль субширотных до северо-восточных глубинных зон нарушений, генетически связанные с протерозойскими субплатформенными магматическими очагами гранитоидов и габброидов формации анортозит-рапакиви. Это подтверждается совпадением контрастно-повышенной положительной геохимической ассоциации элементов (P, F, Sr, PЗЭ, U и др.) в фосфоритах и интрузивных породах упомянутой формации в Северной Эстонии и Южной Финляндии, а также спектром Ln (табл. 5).

Интенсивное накопление фосфора, урана, фтора и других элементов в палеобассейне вызвало экстремальную биопродуктивность и доминирование немногих видов, наиболее устойчивых к радиоактивному воздействию (беззамковые брахиоподы). Массовое и бурное развитие беззамковых брахиопод обусловило быстрое накопление их на дне моря.

Накопление фосфатов и органического вещества в осадках обусловило также концентрацию многих малых элементов. Основными факторами концентрации являлись сингенетические биологические процессы, изоморфное замещение и сорбция.

Сопоставление содержания тяжелых металлов в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района с фосфоритами некоторых бассейнов мира приводится в табл. I и 4, на рис. 2. Из этих материалов однозначно вытекает, что фосфориты Раквереского фосфоритоносного района и их концентраты характеризуются пониженным содержанием Cr, Ni, As, а также, несомненно, Cd. Концентраты их характеризуются также пониженным содержанием урана и повышенным содержанием Sr

Таблица 5

Содержание избранных малых элементов в океанической воде
/Виноградов, 1967/, в фосфоритах Раквереского района и породах
формации анортозит-рапакиви Северной Эстонии

№№ пп	Эле- менты	Средние содержания г/т (г/м ³)					Отношения			
		Океан. вода	Гранит Марьямаа	Габбро Сигула	Фосфурда Раквере- ского р-на	Кларк лито- сферы	6/3 x 10 ⁶	6/4	6/5	6/7
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I	P	0,07	1500	5800	44950	930	0,64	30	7,8	48
2	F	1,3	3000	3400	10600	660	0,0082	3,5	3,1	16
3	Sr	8	410	1010	1462	340	0,00018	3,6	3,6	4,3
4	U	0,007	7,8	6	19	2,5	0,0027	2,4	2,4	7,6
5	TR	0,0003071	1600	550	458	206	1,49	0,29	0,83	2,2
6	В т.ч.									
6	Y	0,0003	74	42	114	29	0,38	1,5	2,7	3,9
7	La	0,000029	439	148	58	29	20	0,15	0,39	2,0
8	Ce	0,000013	832	236	127	70	98	0,15	0,54	1,8
9	Eu	0,000011	5,8	2,5	4,4	1,3	4,0	0,75	1,8	3,4
10	Pb	0,00003	45	37	24	16	0,8	0,53	0,64	1,5
11	Cu	0,003	10	25	63	47	0,021	6,3	2,5	1,3
12	Ni	0,002	7	12	17	58	0,008	2,4	1,4	0,29
13	Mo	0,001	5,8	1	5,8	1,1	0,00058	1,0	5,8	5,3
14	Cr	0,00002	17	19	20	83	1,0	1,10	1,0	0,24
15	Zn	0,01	121	208	36	83	0,0036	0,30	0,17	0,43

Таблица 6

Содержание избранных малых элементов в удобрениях

№ пп	Удобрения	P ₂ O ₅ %	F %	г/т				отношения					Наименование исходного фосконцентра та и фоскислоты
				Sr	TR ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	U	$\frac{F}{P_{2}O_{5}}$	$\frac{Sr}{P_{2}O_{5}}$	$\frac{\Sigma TR_{2}O_{3}}{P_{2}O_{5}}$	$\frac{Y_{2}O_{3}}{P_{2}O_{5}}$	$\frac{U}{P_{2}O_{5}}$	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	I4
1	Двойной су- перфосфат	49,0	1,22	1440	2150	270	29	0,025	29	45	5,5	0,59	Фосконцентрат "Тоолсе" + фосфорная кислота "Апатиты"
2	"-	45,0	1,38	1600	1950	420	30	0,031	35	43	9,3	0,59	Фосконцентрат "Кабала" + фосфорная кислота "Апатиты"
3	"-	45,0	1,42	1680	1350	320	84	0,031	37	30	7,1	1,87	Фосконцентрат "Тоолсе" + фосфорная кислота "Тоолсе"
4	Нитроаммофоска	9,7	0,76	1260	480	50	22	0,078	130	49	5,2	2,27	фосконцентрат "Тоолсе"
5	"-	19,0	1,10	445	560	150	29	0,058	23	29	7,9	1,52	фосконцентрат "Тоолсе"
6	Аммофос	51,0	2,34	42	500	150	53	0,046	0,8	9,8	2,9	1,03	фосконцентрат "Кабала"
7	"-	45,0	2,44	110	1150	240	83	0,054	2,4	25	5,3	1,84	фосконцентрат "Тоолсе"
8	Фосконцентрат "Тоолсе"	28,7	2,7	3020	2100	440	66	0,094	105	73	15	2,30	
9	Фосконцентрат "Кабала"	29	2,7	3000	930	210	42	0,093	103	32	7,2	1,4	

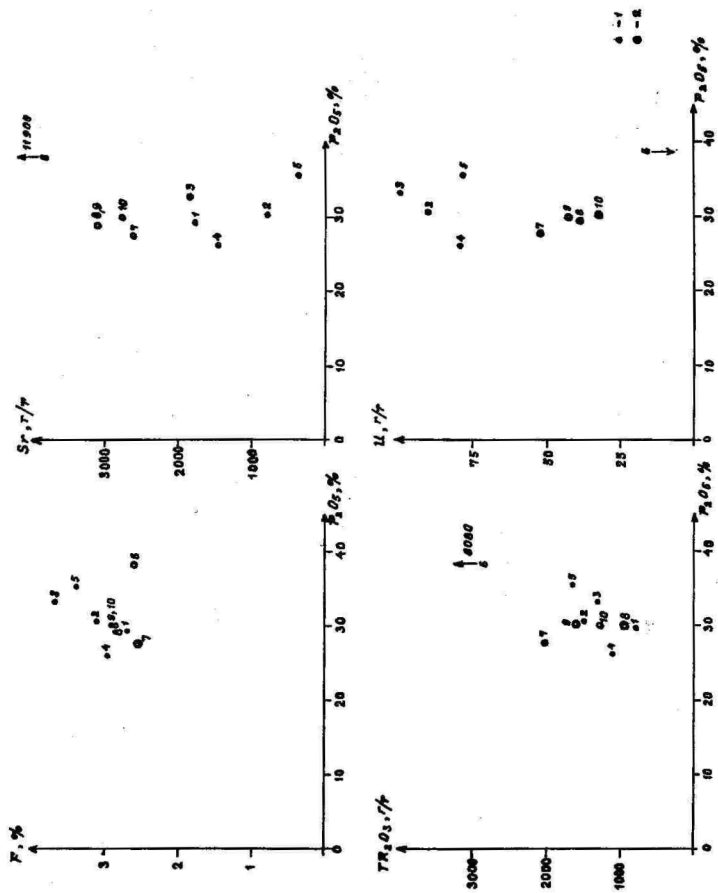


Рис. 3. Поведение P, Sr, TR и U в процессе изготовления удобрений (по табл. 6).

1 - двойной суперфосфат; 2 - нитроаммофоска; 3 - аммофос;
4 - фоскцентраты.

и РЗЭ. Содержание последних в концентратах Апатитового месторождения около 4 – 7 раз выше, чем в фосфоритовых концентратах Раквереского района (табл. 6).

Очень важной является комплексная утилизация в фосфоритах сопутствующих компонентов (F, Sr, U, РЗЭ и др.). Для этого при разработке технологии переработки фосфоритов в удобрения надо иметь в виду необходимость комплексного выделения этих компонентов из сырья. Это тем более важно, что возрастут требования к охране окружающей среды при добыче и переработке фосфоритов в удобрения и при использовании их в сельском хозяйстве. Вредно на окружающую среду могут влиять F, Sr, U и P. Содержание других малых элементов, в том числе As и Cd, ничтожно и не влияет на качество среды при внесении их в почву в составе удобрений. С другой стороны, попутное извлечение F, Sr и U из фосконцентрата позволяет покрыть дефицит этих элементов в народном хозяйстве.

В свете сказанного интересно пронаблюдать, в каком количестве F, Sr, TR_2O_3 и U оказываются в составе сложных удобрений в ходе производства последних (табл. 6, рис. 3). Из табл. 6 вытекает, что содержание F и в концентрированных удобрениях в ряде случаев остается невысоким. В то же время большая часть их переходит в хвосты обогащения, что предъявляет особые требования к хвостохранилищам.

Литература

- Блисковский В. З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. – М.: Недра, 1983. – 200 с.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. – 215 с.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах. – М.: Наука, 1974. – 239 с.
- Петерсель В.Х., Лоог А.Р., Минеев Д.А., Петунина О.И. Фтор, стронций и редкие земли в фосфоритах Раквереского фосфоритоносного района // Уч. зап. Тарт. ун-та. – 1986. – Вып. 759: Труды по геологии. – Т. X. – С. 27–55.

Cook Peter J. Petrology and geochemistry of the phosphate deposits of North west Queensland, Australia // Bull. Soc. Econ. Geologists. - 1972. - Vol. 67, N 8. - P. 1183-1213.

Gulbrandsen R.A. Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation // J. Geochem. Soc.- 1966. - Vol. 30, N 8. - P. 768-778.

ON DISTRIBUTION OF RARE ELEMENTS IN ESTONIAN PHOSPHORITES

A. Loog, V. Petersell

S u m m a r y

By their content the rare and dispersed elements in Estonian phosphorites are divided into three groups. The first group comprises Ti, V, Cr, Ni, Ga, Ba, Sc, Li, Th, Be, Sn, Rb and Cs - whose mean contents are smaller than their clarks. The second group comprises Mn, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Cd, As, Ge, Re and Se - whose mean contents are near their clarks. The third group includes F, Sr, rare earth and U whose mean contents are exceeding their clarks.

The areal distribution of different elements is different.

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ
ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ АПАТИТОВ
РЕНТГЕНДИФРАКТОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Я. Арувяли

Природные образцы апатитсодержащих пород являются обычно микро- и скрытокристалльными, часто многофазовыми смесями, изучение которых на рентгендифрактометрах возможно только в порошковом виде. Точное определение решеточных констант апатита в этих случаях требует особого внимания при выборе исходных данных. С этой целью нами выработана методика определения параметров элементарной ячейки с визуальным контролем пригодности исходных данных.

1. Условия съемки дифрактограмм

Дифрактограммы порошковых препаратов сняты на дифрактометре ДРОН-0,5. Использовалось $Fe_{K\alpha}$ излучение. Щели перед препаратом - 1 и 2 мм, перед счетчиком - 0,5 мм. Напряжение на рентгеновской трубке БСВ-6 было 27 кВ, сила анодного тока, в зависимости от состава образца, составляла от 10 до 12 мА. Дифрактограммы (в интервале углов θ от 12 до 37° и от 50 до 76°) сняты со скоростью поворота счетчика 1°/мин. и со скоростью диаграммной ленты 60 см/час. Первый интервал снят с чувствительностью 1000 имп./сек., второй - с чувствительностью 400 имп./сек. Постоянная времени соответственно 2 и 5 сек.

Препараты на алюминиевых подложках изготавливались из измельченного вручную в агатовой ступке порошка с размерностью частиц 0,01 мм.

2. Методика вычисления параметров элементарной ячейки апатитов

Точность определения параметров элементарной ячейки апатита в смесях зависит от многих факторов: от минерального состава образца, от совершенства кристаллической структуры минерала, от точности измерения дифрактограмм и т.д. Наш опыт показывает, что значения полученных параметров за-

висят также от выбора рефлексов, по которым они вычислены. Это можно объяснить как случайными искажениями в регистрирующей аппаратуре, ошибками измерения дифрактограмм, так и совпадением рефлексов разных фаз. Поэтому точность определения параметров пропорциональна числу рефлексов, используемых при их вычислении.

Определение параметров решетки a_0 и c_0 апатитов только по двум дифракционным рефлексам недостоверно, хотя иногда ради простоты вычислений так поступают /Кнубовец и др., 1981/. По Мак Клеллану и Леру /Mc Clellan, Lehr, 1969/, наименьшее количество используемых рефлексов должно быть 6. Сами они использовали одиннадцать рефлексов: 002; 300; 202; 310; 222; 312; 213; 321; 410; 402; 004.

Как значения межплоскостных расстояний (d), так и параметры элементарной ячейки (a_0 и c_0) зависят синусоидально от угла θ . Так как интервал изменения θ меньше 90° , то, с одной стороны, точность a_0 и c_0 повышается с увеличением θ , но, с другой стороны, рефлекс больше накладываются друг на друга и рассеиваются, особенно на дифрактограммах с дефектными структурами образцов.

Чтобы использовать для вычисления a_0 и c_0 наибольшее число рефлексов и в то же время устранить рефлекс со случайными ошибками, нами использовался следующий способ:

1/ В интервале $\theta = 12 - 36^\circ$ выбирались однозначно определяемые рефлекс апатита и вычислялись предварительные a_0 и c_0 по методу наименьших квадратов.

2/ Для точного индицирования рефлексов в интервале больших углов использовались предварительные значения вычисленных параметров и для каждого измеренного θ находились все возможные индексы, причем им по очереди придавались значения от 0 до 10. Каждый рефлекс вычислялся при длине волны $Fe_{K\alpha 1}$ ($\lambda = 1,93597\text{Å}$) и $Fe_{K\alpha 2}$ ($\lambda = 1,93991\text{Å}$). В интервале малых углов все вычисления проводились с использованием взвешенной средней длины волны $Fe_{K\alpha}$ ($\lambda = 1,93728\text{Å}$).

По этим данным однозначно выбирались определенные рефлекс апатита (с одним вариантом h, k, l для $Fe_{K\alpha 1}$ и $Fe_{K\alpha 2}$).

3/ Используя значения θ и индексы (h, k, l) выбранных рефлексов, методом наименьших квадратов вычислялись

параметры элементарной ячейки a_0 и c_0 . Для самоконтроля по полученным значениям a_0 и c_0 вычислялись теоретические значения $\theta_{\text{теор.}}$ использованных рефлексов и разницы $\Delta\theta$ между вычисленными и измеренными значениями θ . В случае $\Delta\theta > 0.02^\circ$, проверялось значение измеренного угла θ на дифрактограмме, и в случае необнаружения ошибки этот рефлекс устранился из вычислений, а процедура вычисления повторялась остальными рефлексами. "Критическое" значение $\Delta\theta = 0.02^\circ$ исходит из реальной точности измерения углов θ на дифрактограмме ($\pm 0.01^\circ$).

Для лучшей оценки качества исходных данных совокупность $\Delta\theta$ изображалась в графическом виде на дисплее ЭВМ. Выяснялась зависимость $\Delta\theta$ от θ . Применение режимной поправки $\Delta 1$ (поправка константна по всей шкале θ) часто не ликвидировало полностью зависимость $\Delta\theta$ от θ . Предполагая, что причиной является некачественная поверхность препарата, то есть: несовпадение плоской поверхности препарата с осью гониометра, мы добавили к режимной поправке еще поправку "поверхности препарата", которая зависит следующим образом от θ :

$$\Delta 2 = \arctan \left(\frac{\Delta c \cdot \sin 2\theta}{\sin \theta} \right) / R$$

где Δc - поправка положения поверхности препарата, R - радиус гониометра. Добавляя Δc с шагом 0.01 мм, находим также значения $\theta_{\text{эксп.}} = \theta_{\text{изм.}} + \Delta 1 + \Delta 2$, чтобы получились суммарная разница

$$\sum_{i=1}^n \theta_{i \text{ эксп.}} - \theta_{i \text{ теор.}} = 0$$

Такая процедура устраняет ошибки, обусловленные разной плотностью препарата, разным коэффициентом поглощения образца, некорректным фиксированием препарата в держателе.

Метод наименьших квадратов осуществлялся следующим образом: обозначим в гексагональной квадратной формуле

$$\frac{4}{3}(h^2 + hk + k^2) \cdot \frac{1}{a^2} + l \cdot \frac{1}{c^2} = \frac{1}{d^2}$$

$$m = \frac{4}{3}(h^2 + hk + k^2); A = \frac{1}{a^2}; C = \frac{1}{c^2}; D = \frac{1}{d^2}$$

Для n рефлексов можем написать предыдущую формулу матрицами::

$$\begin{pmatrix} m_1 \cdot e_1^2 \\ m_2 \cdot e_2^2 \\ \vdots \\ m_n \cdot e_n^2 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} A \\ C \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} D_1 \\ D_2 \\ \vdots \\ D_n \end{pmatrix},$$

где левую матрицу обозначим K , среднюю X и правую D .

По методу наименьших квадратов $X = (K^T \cdot K)^{-1} \cdot K^T \cdot D$. Такое вычисление дает a_0 и c_0 так, что $\sum \left(\frac{1}{d_{\text{теор.}}} - \frac{1}{d_{\text{факт.}}} \right)^2$ будет минимальным.

Все вычисления выполнялись на персональной ЭВМ "Искра 226/6" с помощью двух программ:

1/ программа вычисления a_0 и c_0 методом наименьших квадратов вместе с обратным вычислением $\Delta \theta$;

2/ программа нахождения индексов рентгеновских рефлексов методом подбора. Автором программ является доц. каф. мат. статистики ТУ Т. Мелс.

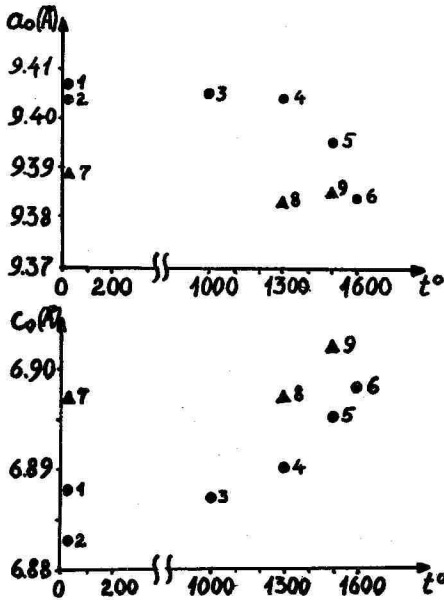
При такой методике определения a_0 и c_0 число используемых рефлексов при разных образцах меняется и зависит главным образом от степени кристаллического совершенства минерала - от размеров кристаллитов и дефектов структуры. Из проанализированного нами фактического материала (табл. I) следует, что в лучшем случае это число достигло 52 (обр. "Ковдор А/1"), а в худшем - только 6 (обр. КР - ЮЗ). Поэтому точность определения a_0 и c_0 разных образцов не одинакова. Для оценки точности определений использован статистический метод путстрэпа / E. Bradley, 1979/: из n - количества выбранных θ , по которым вычислены a_0 и c_0 , взята случайная выборка n θ и вычислены новые a_0 и c_0 . Повторив этот процесс 100 раз, мы получим 100 разных a_0 и c_0 . Их стандартное отклонение дает приблизительную ошибку определения.

3. Результаты экспериментальных определений.

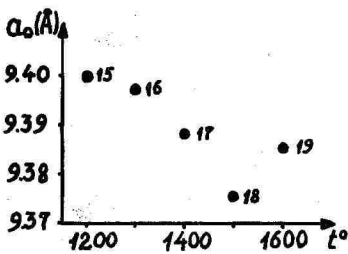
Целью выработанной методики являлось определение точного фазового состава термически и химически обработанных апатитовых образцов. Исходным материалом являлся гидроксил-апатит из месторождения Ковдор. Для сравнения изучались некоторые образцы гидроксил-фторапатита с Кольского полуострова (коллекция музея ТУ), а также из Финляндии, (месторождение Сийлинярви). Результаты исследования приве-

дены в таблице I и на рис. I.

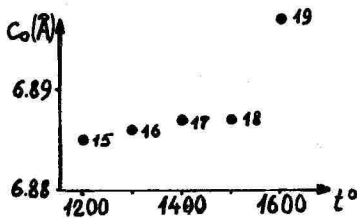
Рис. I. Зависимость значений параметров элементарной ячейки апатита от:

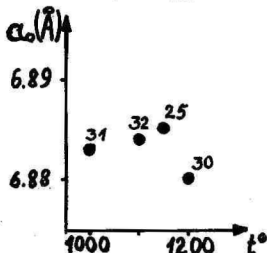
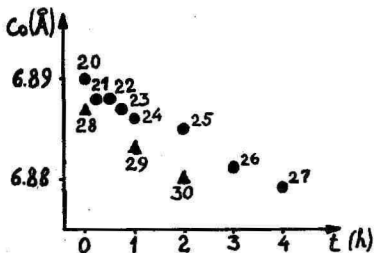
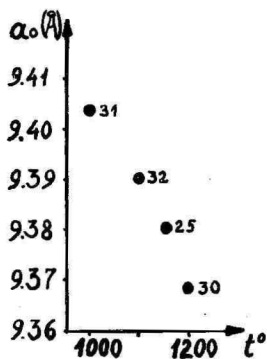
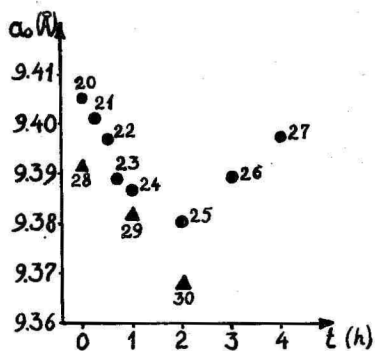


А - температуры прокаливания в ковдорском апатите (точки I-6) и в апатите с Кольского по-ва (7-9);



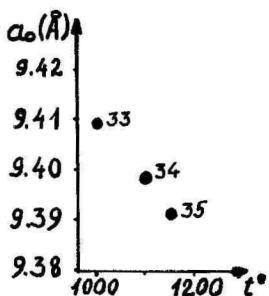
Б - температуры прокаливания в смеси ковдорского апатита с витлокитом (в соотношении I:I);



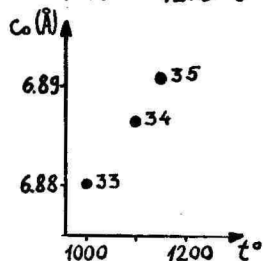


В - времени прокаливания в смеси ковордорского апатита с $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ ($P=3$), прокаленной изотермически при 1150°C ;

Г - температуры прокаливания в смеси ковордорского апатита с $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ ($P=3,00$), прокаленной в течение 2 часов;



Д - температуры прокаливания в смеси ковордорского апатита с $\text{Ca}(\text{PO}_3)_2$ ($P=3,00$), прокаленной в течение 2 часов.



Точки обозначены порядковыми номерами проб в табл. I.

Как следует из табл. I., параметр a_0 изменяется в пределах от 9,368Å до 9,410Å, а c_0 - от 6,879Å до 6,898Å. Таким образом, интервал колебаний значений a_0 превышает более чем в два раза диапазон колебаний значений c_0 (0,042Å и 0,023Å соответственно). На низкую чувствительность к процессам изоморфизма параметра c_0 в апатитах обратили внимание многие исследователи /Блисковский, 1983/. Более информативным являются значения параметра a_0 . Для чистого фторапатита $a_0 = 9,37$ и $c_0 = 6,88 \pm 0,01\text{Å}$ /St. Naray - Szabo, 1930/. По данным Мак Клееллана и Лера /Mc Clellan, Lehr, 1969/, вхождение групп CO_3^{2-} в решетку фторапатита уменьшает значение a_0 до 8,32Å. Для чистого гидроксилapatита характерна $a_0 = 9,427\text{Å}$ /Posner, Perloff, Dario, 1958/. По В.З. Блисковскому, параметр a_0 в чистом гидроксилapatите может иметь значения от 9,40 до 9,41Å. Такие же значения a_0 имеются и в подолите, т.е. карбонатапатите /Блисковский, 1979/. Замещение F^- или $(\text{OH})^-$ карбонатом CO_3^{2-} на гексагональной оси решетки приводит к увеличению значений a_0 до 9,56Å /Vonel, 1972/.

Все изученные нами образцы апатита принадлежат по величине a_0 к изоморфному ряду фторапатит - гидроксилapatит (рис. 2). Термическая обработка гидроксилapatита при температурах выше 1100°C приводит к частичному удалению групп $(\text{OH})^-$ от гексагональной оси решетки апатита и вместе с тем к уменьшению величины параметра a_0 и нарастанию параметра c_0 .

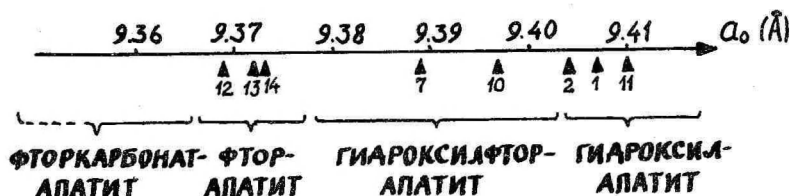


Рис. 2. Связь между изоморфными замещениями OH^- и CO_3^{2-} групп с значениями параметра a_0 в апатитах.

Цифры - порядковые номера проб в табл. I.

Одним из продуктов фосфорнокислотной термической обработки апатитов является витлокит $(\text{CaMg})_3(\text{PO}_4)_2$, струк-

Таблица I

Результаты определений параметров элементарной ячейки разных апатитов и продуктов их термической обработки

№ пп	№ образца	a_0 (Å)	c_0 (Å)	Месторождение	Обработка
1	Е-36	9.407 /1/	6.888 /1/	Ковдор	
2	А/Г	9.404 /1/	6.883 /1/	"	
3	КР-31	9.405 /1/	6.887 /2/	"	прок. до 1000°C
4	КР-39	9.404 /1/	6.890 /1/	"	" " 1300°C
5	КР-32	9.395 /1/	6.895 /2/	"	" " 1500°C
6	КР-40	9.384 /1/	6.898 /2/	"	" " 1600°C
7	Коола	9.389 /1/	6.897 /2/	Кольский по.	
8	КР-37	9.383 /1/	6.897 /1/	Ковдор	прок. до 1300°C
9	КР-38	9.385 /1/	6.902 /2/	"	" " 1500°C
10	Сийлин-ярви	9.397 /1/	6.890 /1/	Фин. Сийлин-ярви	
11	Е-38	9.410 /1/	6.888 /1/	Ковдор	прок. 4 часа при 1300°C в атмосфере H ₂ O
12	Е-39	9.369 /1/	6.882 /1/	"	" " " H ₂ O + HF
13	Е-47	9.372 /1/	6.884 /1/	"	3 " " 1200°C " " "
14	Е-54	9.373 /2/	6.883 /2/	"	4 " " " " " "
15	КР-71	9.400 /1/	6.885 /2/	"	Смесь апатита и витлокита 1:1 прок. до 1200°C
16	КР-72	9.397 /1/	6.886 /2/	"	" " " " " 1300°C
17	КР-73	9.388 /2/	6.887 /2/	"	" " " " " 1400°C
18	КР-74	9.375 /2/	6.887 /2/	"	" " " " " 1500°C
19	КР-75	9.385 /1/	6.897 /1/	"	" " " " " 1600°C
20	КР-83	9.405 /3/	6.890 /4/	"	Смесь апатита и Ca ₂ P ₂ O ₇ (R ⁺ = 3.00) прок. до 1150°C
21	КР-102	9.401 /1/	6.888 /1/	"	" " " " " при " 0,25 часов
22	КР-84	9.397 /2/	6.888 /2/	"	" " " " " " 0,5 "
23	КР-101	9.389 /1/	6.887 /1/	"	" " " " " " 0,75 "
24	КР-85	9.386 /2/	6.886 /2/	"	" " " " " " 1 час
25	КР-86	9.380 /2/	6.885 /4/	"	" " " " " " 2 часа
26	КР-100	9.389 /2/	6.881 /4/	"	" " " " " " 3 "
27	КР-87	9.397 /2/	6.879 /5/	"	" " " " " " 4 часа
28	КР-104	9.392 /2/	6.887 /3/	"	" " " " " до 1200°C
29	КР-103	9.382 /6/	6.883 /7/	"	" " " " " при 1200°C 1 час
30	КР-97	9.368 /2/	6.880 /2/	"	" " " " " " 2 часа
31	КР-88	9.404 /2/	6.883 /2/	"	" " " " " 1000°C " "
32	КР-89	9.390 /2/	6.884 /2/	"	" " " " " 1100°C " "
33	КР-95	9.409 /1/	6.888 /2/	"	" " Ca(PO ₃) ₂ " " 1000°C 2 часа
34	КР-96	9.398 /1/	6.886 /2/	"	" " " " " 1100°C 2 "
35	КР-93	9.391 /1/	6.891 /2/	"	" " " " " 1150°C 2 "

R⁺ - мольное соотношение: (CaO + MgO) / P₂O₅

прок. - прокаливание

Примечание: Цифры, указанные в скобках, обозначают ± тысячные доли параметра элементарной ячейки

тура которого относится к гексагональной сингонии, имея пространственную группу $R\bar{3}c$. С целью определения содержания MgO в витлоките рентгендифрактометрическим методом, мы определили параметры элементарной ячейки в нескольких синтезированных витлокитах известного состава (табл. 2, рис. 3). Как видно из рис. 3, содержание MgO при значениях менее 4% имеет обратно пропорциональную зависимость от параметров элементарной ячейки a_0 и c_0 . Связь между более высокими содержаниями MgO с этими параметрами не однозначна, хотя при параметре c_0 она, по-видимому, становится противоположной первоначальной.

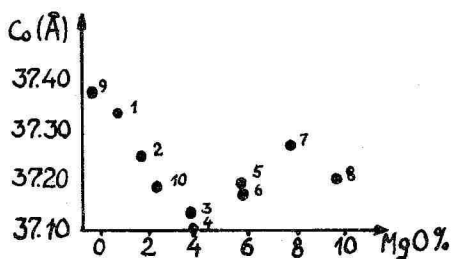
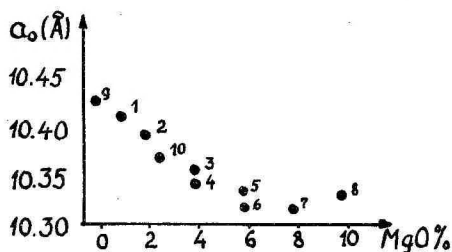


Рис. 3. Зависимость параметров элементарной ячейки витлоки-та от содержания в нем
Точки обозначены порядковыми номерами проб в табл.2.

Таблица 2

Результаты определений параметров
элементарной ячейки витлоцитов
с разным содержанием Mg

№ пп.	№ образца	$a_0/\text{Å}$	$c_0/\text{Å}$	Mg%	Заметки
1	E-48	10.411	/1/ 37.337 /10/	1	синтезированные из $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$, CaO и MgO путем нагрева (Пылдме и др., 1987)
2	KP-I26	10.392	/1/ 37.252 /6/	2	
3	E - 49	10.357	/1/ 37.137 /12/	4	
4	KP - I25	10.342	/1/ 37.103 /6/	4	
5	KP - I24	10.333	/1/ 37.198 /6/	6	
6	KP - I23	10.320	/1/ 37.182 /5/	6	
7	E - 45	10.318	/1/ 37.271 /5/	8	
8	KP - I22	10.330	/1/ 37.206 /4/	9.85	
9	ICPDS 9-I69	10.429	37.380	0	Данные из кар- тотеки ICPDS
10	" I3-404	10.370	37.190	2.53	

Литература

1. Блисковский В.З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов // Вещественный состав фосфоритов. - Новосибирск: Наука, 1979. - С. 16-36.
2. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. - М.: Недра, 1983. - 200 с.
3. Кнубовец Р.Г., Наливкина А.И., Юркова Л.А. Рентгенографическое исследование фосфоритов Прибалтики // Рентгенография минерального сырья и строение минералов. - Москва: ВИМС, 1981. - С. 59-67.
4. Пылдме М.Э., Пылдме Ю.Х., Рауде У.А., Утсал К.Р., Арувяли Я.Я. Образование трифосфата при фосфоркислотно-термической переработке ковдорского апатитового концентрата // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Фосфаты - 87". - Ташкент: фан, 1987. - С. 594.
5. Bonel G. Contribution à l'étude de la carbonation des apatites. I: Synthèse et étude des propriétés physicochimiques des apatites carbonates du type A. // Ann. Chim. - 1972. - Vol. 7, N 2. - P. 65-88.
6. ICPDS. Powder Diffraction File. Data Cards - Inorganic Section. - Swarthmore, Pennsylvania, USA, 1948-1984.
7. McClellan G., Lehr J. Crystal-chemical investigation of natural apatites // Amer. Miner. - 1969. - Vol. 54, N 69-10. - P. 1374-1391.
8. Náray-Szabó S. The structure of apatite, $(\text{CaF})\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_3$ // Z. Krystallogr. - 1930. - N 75. - P. 387-398.
9. Posner A.S., Perloff A., Diorio A.F. Refined structure of hydroxyapatite // Acta Crystallogr. - 1958. - N 11. - P. 308, 309.

ON THE DETERMINATION OF APATITE CELL PARAMETERS BY X-RAY
DIFFRACTOMETRY METHOD

J. Aruvāli

S u m m a r y

The report describes the determination procedure of crystal structure lattice parameters by least square method on the base of X-ray powder diffraction data. The author has worked out a controlling method for the quality of initial data by comparing the measured diffraction angles with the back calculated values of those on the video display of microcomputer. To level the quality differences between the various sample surfaces the author has used the correction coefficient of diffraction angles, which shifts mathematically a sample surface plane together with the rotating axis of samples holder.

Using this method, the author has analysed thermally and chemically the treated products of hydroxilapatites from the Kovdor deposit.

О КУКЕРСИТОВЫХ СЛОЯХ В ЙЫХВИСКОМ И КЕЙЛАСКОМ ГОРИЗОНТАХ ЭСТОНИИ

Л. Айнсаар

Наличие кукерситовых слоев в Йыхвиском и кейласком горизонтах свидетельствует о продолжении кукерситонакопления во второй половине среднего ордовика, то есть в течение длительного времени после его кульминации в кукрузеское время. Географическое распространение кукерситового керогена в Йыхвиско-кейласком комплексе сравнимо с его распространением в кукрузеском горизонте и даже превышает его. Кукерсит данного возраста найден в Северной Эстонии, в Подляско-Брестской впадине /Пушкин, Ажгиревич, 1982/ и довольно толстыми пластами в районе р. Волхов /Шахова, 1968/.

В настоящей статье рассматривается распространение тонких кукерситовых слоев в пагариской и мадизеской пачках Йыхвиской свиты и в куртнаской пачке кейлаской свиты. Основная часть использованного фактического материала отражена на рис. I. При сборе материала автором составлены детальные макролитологические описания восьми кернов буровых скважин, колонки которых опубликованы в этой статье. Эти скважины выбраны по двум меридиональным линиям, и из них составляются два опорных профиля. При разъяснении распределения кукерсита в широтном направлении использованы, кроме этого материала, описания буровых скважин Л. Пылма (скв. Кейла), Т. Саадре (скв. Тахкуна), Т. Лодьяка (скв. Ф-278), М. Раммо (скв. Д-14) и автора. При обобщении ранее имеющегося материала и при составлении схем мощностей отложений использованы данные около 100 буровых скважин.

Автор благодарен сотрудникам ПО Эстонгеология А. Уусмаа (Кохтла-Ярвеская партия), К. Суурою (Кейлаская экспедиция) и сотрудникам института геологии АН ЭССР за предос-

тавленную возможность ознакомиться с кернами скважин. За полезные советы автор признателен доктору геол.-мин. наук Р. Мянило и доценту А. Ораспыльду.

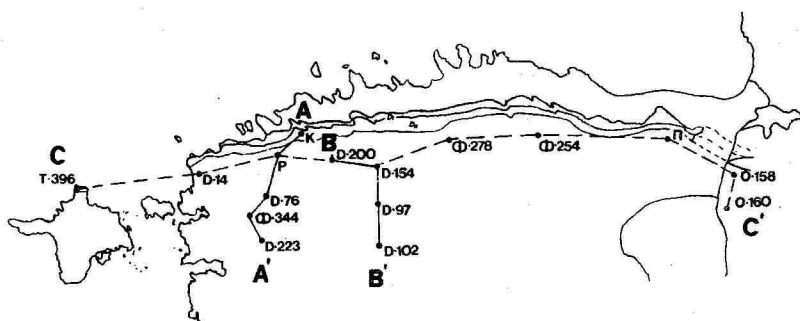


Рис. I. Схема расположения выхода Йыхвиского и кейлаского горизонтов и геологических разрезов. Буквами обозначены буровые скважины: Т - Тахуна-396, К - Кейла, Р - Румму, П - Пагари-4. Большими латинскими буквами обозначены профили по линиям буровых скважин: А-А - западный меридиональный профиль Кейла - Кулламаа, В-В - восточный меридиональный профиль Кохила - Лелле, С-С - широтный профиль.

Пагариская и мадизская пачки охватывают соответственно среднюю и верхнюю части Йыхвиской свиты и одноименного горизонта, куртнаская пачка - нижнюю часть кейлаской свиты и горизонта. Эти три пачки можно более или менее четко выделить по всей территории Северной Эстонии, исключая район Западно-Эстонских островов. Эти отложения составляют литологически довольно однородный комплекс переслаивающихся глинистых в разной степени комковатых известняков и мергелей. Мадизская пачка выделяется меньшей глинистостью. В пределах Северной Эстонии в этом комплексе можно отметить увеличение глинистости в восточном направлении и увеличение мощностей в северо-западном районе. Помогают расчленять Йыхвискую и кейласкую свиты, кроме различий в глинистости пород, прослой бентонитов (метабентонитов).

В нижней части пагариской пачки и в верхней части куртнаской пачки кукурситовых слоев в пределах Эстонии не обнаружено. Поэтому интересующая нас часть разреза, со-

держащая бентониты "с", "d" и "e", а в западных разрезах еще один бентонитовый уровень со слюдами выше бентонита "e" на 0,2 - 1 м, отчетливо выделяется во всей Прибалтике. Все описываемые здесь кукерситовые уровни находятся между этими четырьмя бентонитовыми слоями. Строение этого кукерситоносного комплекса показано по двум меридиональным профилям (рис. 2, 3).

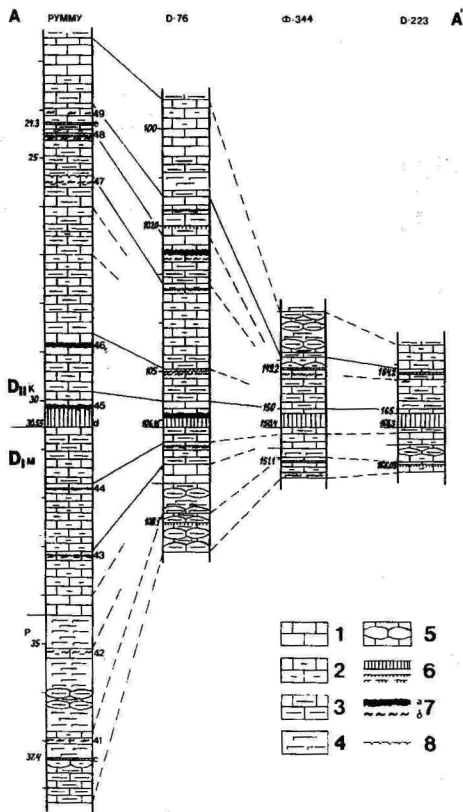


Рис. 2. Сопоставление разрезов по западному меридиональному профилю А-А (Румму - Кулламаа). Корреляция по седиментационным циклитам. Д₁ К - куртнаская пачка кейласской свиты; М и Р - мадизская и пагарская пачки Ыхвиской свиты; "с", "d" и "e" - индексы бентонитовых прослоев; 41-49 - индексы кукерситовых слоев. Условные обозначения: 1 - слабоглинистый известняк, 2 - среднеглинистый известняк, 3 - сильноглинистый известняк, 4 - мергель, 5 - комковатая текстура пород, 6 - бентонитовый прослой, 7 - кукерсит: а - в мергельных прослоях, б - в заполнениях ходов илоедов, 8 - поверхность перерыва.

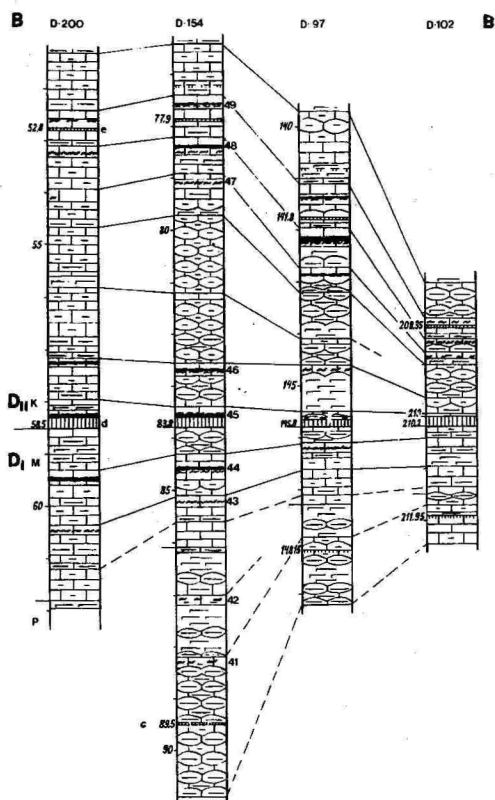


Рис. 3. Сопоставление разрезов по восточному меридиональному профилю В-В (Кохила - Лелле). Корреляция по седиментационным циклитам. Усл. обозн. см. рис. 2.

Кукерситовые слои в йыхвиском и кейласком горизонтах оказываются в обнажениях очень малозаметными, поэтому долгое время на них не обращали внимание. В 1940-ых годах Р. Мянниль отметил эти слои в разрезах скважин Лоху, Румму и Тьрма⁺. Кукерситовые слои в мадизеской и куртнаской пачках

⁺ Männil, R. Materjale Viru ja Harju seeria piirilademetest (D₁-E) stratigraafiaast. (Материалы по стратиграфии пограничных горизонтов вирусской и харьской серии). Рукопись, на эстонском языке. Центральный научный архив АН ЭССР, 1950.

были зафиксированы в ходе комплексного геологического картирования в конце 1960-ых годов и еще в некоторых разрезах скважин в Северо-западной Эстонии⁺⁺ и в скв. Тахкуна на о. Хийумаа⁺⁺⁺. В литературе об этих слоях впервые упоминают А. Рымусокс /1970/ в шести скважинах Северо-западной Эстонии и в обнажении Пяэскола и Л. Пылма /1972/ в скв. Рапла. При изучении стратотипов кейлаского горизонта Л. Пылма впервые указал на закономерное размещение кукурсита в разрезах окрестности г. Кейла /Пылма и др., 1988, с. 53/. В конце 1970-ых г.г. в ходе глубинного геологического картирования были обнаружены эти кукурситовые слои во многих скважинах и в Раквереском районе⁺⁺⁺⁺. Кукурситовые слои в мадизеской и куртнаской пачках отметили в этом районе также Л. Пылма и А. Хаас /1987/. В настоящей статье делается попытка объяснить закономерности размещения кукурсита в данном комплексе, а также впервые описывается наличие кукурсита в пагариской пачке.

В исследуемом интервале разреза установлено девять отчетливых уровней скопления кукурсита (см. рис. 2, 3). Для индексации этих кукурситовых слоев в данной статье использованы арабские цифры. Автором условно начата нумерация с первых кукурситовых слоев ухакуского горизонта /см. Мянниль, 1986/. При индексации исследуемых слоев учитывалось и наличие таких слоев в идаввереском горизонте и в нижней части Йыхвиского горизонта. При такой нумерации пласт А, например, I3, а последний индексированный пласт в кукурзеском горизонте X - 36. Два кукурситовых слоя в пагариской пачке носят индексы 41 и 42, в мадизеской пачке - 43 и 44, а пять слоев в куртнаской пачке - 45-49.

⁺⁺Кала Э., Элтерманн Т. и др. Отчет Западно-Эстонского участка о комплексной геолого-гидрогеологической съемке западной части ЭССР. Рукопись. ЭГФ, 1969.

⁺⁺⁺Кала Э., Каяк К. и др. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке о. Хийумаа. Рукопись. ЭГФ, 1971.

⁺⁺⁺⁺Коппельмаа Х., Громов О. и др. Отчет о глубинном геологическом картировании кристаллического фундамента по профилям Тапа-Ассамалла и Халяля (Сев. Эст.). Рукопись. ЭГФ, 1979.

Кукерсит в Йыхвиском и кейласком горизонтах, как и в нижележащих, строго связан с циклическим строением отложенных и размещается только в менее глинистых уровнях /Пылма и др., 1988/. В исследуемом интервале автором выделено 13 циклитов (см. рис. 2, 3), которые можно довольно достоверно коррелировать в Северо-Западной Эстонии. Границей циклита считается здесь поверхность перерыва, или, при отсутствии его, верхняя граница менее глинистого известняка. Циклит начинается внизу слоем сильноглинистого комковатого известняка и мергеля мощностью 0,3 - 2,4 м. В верхнем направлении глинистость уменьшается, комки с мергелем заменяются тонкими волнистыми прослойками мергеля. Циклит заканчивается слоем слабо- или среднеглинистого известняка мощностью 0,1 - 0,3 м, содержащим редкие тонкие прослойки мергеля. Кукерсит встречается в средней части этого карбонатного слоя толщиной 1 - 20 см. Кероген скапливался в тонких мергельных прослойках, распределённых в интервале мощностью 1 - 10 см. В большинстве случаев немного ниже этого слоя (до 10 см) в известняке встречаются кукерситовые ходы илоедов, количество которых нарастает ближе к слою с кукерситовым мергелем. На 5 - 15 см ниже основного кукерситового слоя у некоторых слоев (особенно у 46 и 48) имеется иногда ещё один слабо развитый слой с кукерситоносными прослойками мергеля. В периферической части территории распространения кукерситового слоя можно встретить кероген только в заполнениях ходов илоедов.

Кукерсит в прослойках мергеля и в ходах илоедов находится в виде обогащенных керогеном тонких линз и плёнок. Нижняя граница кукерситового слоя нечёткая, так как количество кукерситовых плёнок и ходов сокращается постепенно. Верхняя граница обычно неровная, но резкая. Непосредственно над верхней кукерситовой комковатой прослойкой мергеля встречается иногда тонкий (1 - 2 см) слой розового известняка с примесью рассеянного керогена. 45 слой, находящийся непосредственно над бентонитом "а", отличается от других и является обогащенным керогеном слоем мергеля мощностью 5 - 10 см. Верхняя граница этого слоя менее резкая, чем у других слоев.

Верхние границы циклитов, содержащих кукерсит, как правило, являются более резкими, чем у остальных цикли-

тов. В некоторых случаях (см. ниже) в верхней границе циклита, выше кукерситового слоя, встречается пиритизированная поверхность перерыва.

Кероген кукерсита йыхвиско-кейлаского возраста в Эстонии распространен только в пределах северной структурно-фациальной зоны. Прослеживая циклиты по меридиональным профилям (см. рис. 2, 3), можно в пределах этой структурно-фациальной зоны Балтийского ордовикского бассейна у каждого циклита выделить до четырех фациальных зон, замещающих друг друга в южном направлении.

В первой, самой северной фациальной зоне циклит имеет довольно большую мощность. Характерным для этой зоны является наличие пиритизированной поверхности перерыва в верхней границе циклита. Примерно на 10 см ниже этой поверхности находится тонкий слабокерогенный кукерситовый слой. Непосредственно над поверхностью перерыва иногда залегает слой слабоглинистого известняка мощностью 5 - 10 см. По аналогии с кукурузеским горизонтом /Мянниль и др., 1986/ можно предположить, что в северном направлении уменьшается мощность циклита до полного выклинивания.

Во второй фациальной зоне циклит достигает максимальной мощности. Количество кукерсита зарастает в южном направлении, достигая максимума непосредственно перед быстрым уменьшением мощности циклита на юге. В некоторых случаях кукерсит образует пласт горючего сланца мощностью 3 - 10 см (особенно 48 слой).

В сравнении с предыдущей зоной в третьей фациальной зоне мощности всех частей циклита резко уменьшаются в южном направлении в 2 - 3 раза. В этом же направлении повышается глинистость пород, и кукерситовый слой постепенно исчезает, остаются только редкие кукерситовые ходы илюдов. Особенно резко эти изменения происходят по западному меридиональному профилю (см. рис. 2).

В четвертой, южной фациальной зоне мощности циклитов малоизменчивые и небольшие, а границы циклитов трудно выделяемые. Слои с керогеном кукерсита отсутствуют.

При исследовании распространения этих фациальных зон в целом комплексе можно аналогично с ухакуско-кукурузеским комплексом заметить явное регрессивное залегание с основ-

ным направлением регрессии на юг. Такое залегание видно при прослеживании мощностей и керогенсодержания кукурситовых слоев как по меридиональным, так и по широтным профилям (рис. 4, 5). Нижние кукурситовые слои (41, 42) представлены

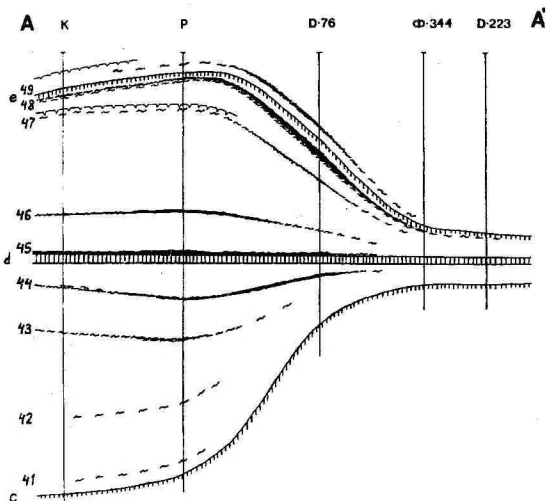


Рис. 4. Позиция кукурситовых слоев в западном меридиональном профиле А-А. Усл. обозн. см. рис. 2. (Не указан состав карбонатных пород).

в сохраненной части профиля только в виде керогенной примеси в ходах илюедов. Каждый следующий кукурситовый слой в сравнении с нижележащим, как правило, распространяется более обширно в южном и широтном направлениях. У верхних слоев (47 - 49) сохранена от эрозии вся территория максимального кукурситонакопления. По западному меридиональному профилю А-А встречаются первые признаки их выклинивания на севере - над слоями 47 и 49 появляются поверхности седиментационного перерыва (скв. Румму, Кейла; см. рис. 2, 4). Таким образом, все описанные выше фациальные зоны кукурситонакопления представлены на территории нынешнего распространения исследуемых горизонтов лишь у самых верхних кукурситовых слоев куртнаской пачки.

Можно заметить, что у всех описанных здесь кукурситовых

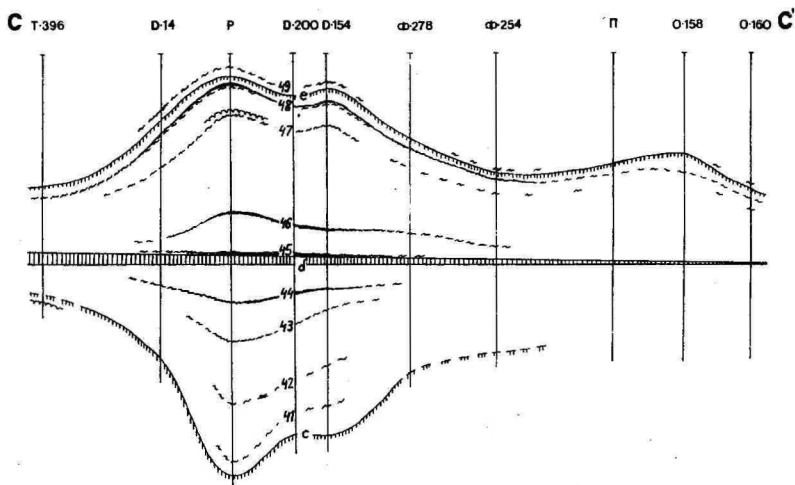


Рис. 5. Позиция кукурситовых слоев в широтном профиле С-С . При составлении рисунка использованы рукописные отчеты: Каля и др., 1971 и Коппельмаа и др., 1979 (см. сноски с. 105). Усл. обозн. см. рис. 2. (Не указан состав карбонатных пород).

слоев в Эстонии максимальная мощность и керогенсодержание располагаются в северо-западном районе. Самым обширным распространением обладает 48 слой, который, наверное, имеет прямой контакт с пластами горячего сланца такого же возраста в Ленинградской области (Чудово-Бабинское месторождение) /Шахова, 1968/. Можно предположить, что другие слои имели такой контакт с восточными аналогами на территории современного Финского залива.

Таким образом, можно заметить большое сходство в строении Йыхвиско-кейлаского и ухакуско-кукрузского комплексов в Эстонии. Это сходство заключается в признаках существования на севере ареала нулевой седиментации, которая, вероятно, имеет связь с происхождением кукурсита /Мяниль и др., 1986/, а также в постоянной миграции во времени фациальных зон кукурситонакопления на юг. С этой миграцией связано и разное распространение зон максимальных мощностей

отложений в отдельных частях комплекса, что хорошо видно при сравнении схем мощностей двух слоев пород: первого, ограниченного бентонитами "с" и "а" (рис. 6), и второго, оставшегося между бентонитами "d" и "е" (рис. 7). Обе

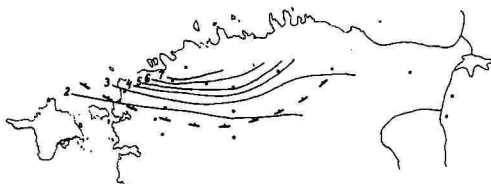


Рис. 6. Схема распределения мощностей верхней части Iyx-виской свиты, ограниченной бентонитовыми слоями "с" и "а" (по данным около 70 скважин). Усл. обозн. см. рис. 7.

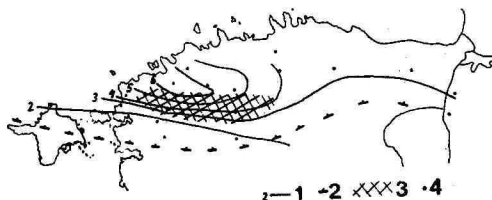


Рис. 7. Схема распределения мощностей нижней части курт-наской пачки, ограниченной бентонитовыми слоями "а" и "е" (без мощностей бентонитов; по данным около 100 скважин, в том числе из схемы А. Рымусокса, 1970, с. 279). Условные обозначения: 1 - изолиния мощности комплекса (через 1 м), 2 - южная граница максимального распространения кукерситовых слоев в данном комплексе, 3 - территория максимальной мощности 48 кукерситового слоя (около 10 см горючего сланца), 4 - буровые скважины (см. рис. 1).

части комплекса являются суммой нескольких циклитов и позволяют рассматривать общую тенденцию миграции зоны мак-

симальной мощности. Соответственно с миграцией этой зоны перемещается на юг и южная граница распространения кукерсита. В верхней, кейлаской части комплекса этой границей является южная граница распространения 48 кукерситового слоя. На рис. 7 показана приблизительная территория, где кукерсит этого слоя образует пласт горячего сланца мощностью около 10 см. Это самое мощное скопление кукерсита в исследуемом комплексе в пределах Эстонии. На этом рисунке видно, что территория максимального кукерситонакопления в слое не совпадает с территорией максимальной мощности целой части комплекса, располагаясь южнее. Самое интенсивное накопление кукерсита в данном слое, как и в других слоях, произошло там, где именно этот цикл достиг максимальной мощности (см. рис. 2, 3). Такой регрессивный характер строения отложений может быть принят как эффект последовательной компенсации краевой зоны седиментационной ванны осадками, что сопровождалось колебаниями морского уровня /см. Мянниль и др., 1986/.

Формирование кукерситовых слоев на территории современной Северной Эстонии было прервано изменениями в седиментационном режиме. Об этом свидетельствуют изменения в строении верхней половины куртнаской пачки и пяскулаской пачки в сравнении со строением рассматриваемого комплекса. Эти изменения заключаются в миграции зоны максимальной мощности на запад, в направлении о. Хийумаа.

Строение кукерситоносных слоев в йыхвиском и кейласком горизонтах свидетельствует о работе циклического механизма кукерситонакопления в течение большей части времени среднего ордовика.

Литература

- Мянниль Р. Стратиграфия кукерситоносных отложений // Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев - кукерситов /Под ред. В. Пуура. - Таллин: "Валгус", 1986. - С. 12-24.
- Мянниль Р., Бауэрт Х., Пуура В. Закономерности размещения и накопления кукерситов // Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев - кукерситов /Под ред. В. Пуура. - Таллин: Валгус, 1986. - С. 48-52.
- Пушкин В.И., Ажгиревич Л.Ф. О керогенсодержащих породах ордовика Подляско-Брестской впадины // Докл. АН БССР. - 1982. - Вып. 26, № 3. - С. 255-258.
- Пылма Л. Состав и количество детрита в отложениях северной фашиальной зоны ордовика Прибалтики (по скв. Рапла) // Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, 1972. - Вып. 21, № 4. - С. 326-332.
- Пылма Л., Сарв Л., Хинтс Л. Литология и фауна типовых разрезов карадокского яруса в Северной Эстонии. - Таллин: Валгус, 1988. - 101 с.
- Пылма Л., Хаас А. Кейлаский горизонт // Геология и полезные ископаемые Раквереского фосфоритоносного района /Под ред. В. Пуура. - Таллин: Валгус, 1987. - С. 59-61.
- Рымусокс А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. I. - Таллин: Валгус, 1970. - 346 с.
- Шахова Е.Г. Чудово-Бабинское месторождение // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. XI. Горючие сланцы СССР. /Под ред. В.А. Котмукова. - М.: Недра, 1968. - С. 142-145.

ON THE KUKERSITE LAYERS IN THE JÖHVI AND
KEILA REGIONAL STAGES IN ESTONIA

L. Ainsaar

S u m m a r y

Thin kukersite layers in the Jõhvi and Keila Regiostages of Estonian Ordovician are first mentioned in literature at the beginning of the 1970s. In the present paper the kukersite layers occurring in the Pagari and Madise Members of the Jõhvi Formation and in the Kurtna Member of the Keila Formation are considered. These deposits can be easily correlated due to four marker beds of bentonite (metabentonite).

The distribution and position of the kukersite layers are analyzed by two meridional and one latitudinal cross-sections (Figs 2 - 5). In this paper the kukersite layers are labelled by indices of Arabic numbers from 41 to 49.

The area of distribution of kukersite is limited only to North-Estonian structural-facial Zone. The maximum thicknesses of all these kukersite layers localize to north-west part of Estonia. The thickest (up to 10 cm of oil shale and 20 cm of kukersite-bearing limestone) and most widespread of these is the 48th layer (Fig. 7) extending without disconnection to the territory of the Leningrad District, where an oil shale deposit of the same age has been found at the Volkhov river. The other layers in Estonia can also be western continuations of the layers of that deposit. The contact between the kukersite layers of these two areas could have been in the region of the present Finnish Gulf.

The distribution of kukersite is strictly connected with the cyclic character of carbonate deposits. Kukersite layers always occur in the most carbonate part within the cyclite. The thickness of cyclite varies from 0.4 to 2.7 m. Thin lenses of marle and traces of mud feeders are enriched with kukersite within a bed which thickness varies from 2 to 20 cm.

Observing the lateral variation of the cyclites one can see facial zonation, the zones altering from north to south. The area of maximum thickness of the kukersite layer and kerogen content, as a rule, coincides with the area of maximum thickness of the whole cyclite. The thickness of the

cyclite and the kerogen content decrease from that zone to north and in some cases a discontinuity surface occurs. Southward from the zone of maximum thickness one can see an abrupt thinning of the cyclite and a decrease of the kerogen content.

Observing the position of separate kukersite layers in the meridional cross-section (Fig. 4) the offlap sequence of deposits is noticeable. The facial zones of kukersite accumulation have been migrated to south in the course of time. The migration of the areas of maximum thickness is obvious if one compares two maps of thicknesses of deposits with isochronous boundaries (bentonites) following one another in sequence (Figs 6, 7).

These peculiarities of kukersite accumulation in the Jõhvi and Keila Regiostages show to considerable analogy with those in the Uhaku and Kukruse Regiostages.

КАРБОНАТНОСТЬ МЕЛКОЗЕМА ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНИИ

В. Калм

Карбонатность флювиогляциальных отложений является унаследованным признаком вещественного состава, формировавшегося в тесной связи с составом отложений питающей провинции. На основе изучения карбонатности морен можно решать вопросы палеогеографии /Рухина, 1960; Судакова, Глушанкова, 1980; Рудницкайте, 1981, 1982; Raukas, 1963/ и прогнозировать механические свойства грунтов /Ahrentzen, 1980/. Изучение карбонатности флювиогляциальных отложений имеет в основном лишь палеогеографическое значение. Практическую ценность представляет определение карбонатности флювиогляциальных почвообразующих пород.

Содержание карбонатов и соотношение калцита и доломита определено по газометрическому методу А. Дрейманиса /Dreimanis, 1962/ в 77 образцах из 60 месторождений песчано-гравийно-галечного и песчаного материала Эстонской ССР. Для группировки отложений по карбонатности мелкозема (фракция менее 0,1 мм) использована классификация, предложенная А. Раукасом /Raukas, 1963/ для морен Эстонии.

Карбонатность мелкозема (далее просто карбонатность) флювиогляциальных отложений Эстонии колеблется в пределах от 0,7% (Сямская дельта) до 79,1% (Кярдеский радиальный оз). Основное количество изученных образцов (37,5%) принадлежит к классу очень сильнокарбонатных (карбонатность 20 - 40%) отложений, сильнокарбонатных (10 - 20%) и сверхкарбонатных (более 40%) образцов, соответственно 23,2 и 21,4%. В 10,7% изученных месторождений определена карбонатность больше 60% (рис. 1).

Аналогично моренам /Raukas, 1963/ флювиогляциальные отложения на коренных карбонатных породах Северной и Западной Эстонии богаче карбонатами (средняя карбонатность 38,1%), нежели соответствующие отложения на девонских пес-

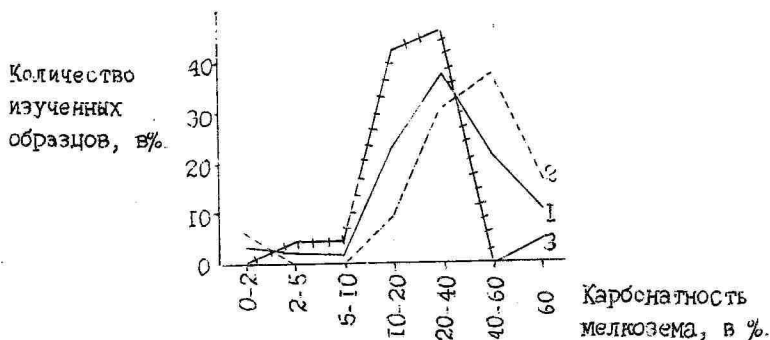


Рис. 1. Распределение изученных образцов по общей карбонатности: 1 - в Эстонской ССР в целом; 2 - на коренных карбонатных породах Северной Эстонии; 3 - в Южной Эстонии.

чаниках и алевролитах Южной Эстонии (средняя карбонатность 23,5%). Наименьшие содержания карбонатов определены поблизости от Северо-Эстонского глинта (Сями - 0,7; Вийтна - 0,8%). Южнее карбонатность отложений постепенно повышается и через 20 - 30 км достигает среднего для Северной Эстонии уровня. Особенно карбонатны флювиогляциальные отложения в пределах Пандивереской возвышенности (Сельмяе - 65,1; Кярде - 79,1; Соонука - 62,2; Пийзупи - 60,5; Кехала - 59,2%), в Западной Эстонии (Крахви - 45,6; Ожекатку - 45,3; Варкья - 43,3; Кынну - 40,2%) и в Тохвриской дельте (75,5%) на Сакалаской возвышенности.

На девонских песчаниках и алевролитах установлено уменьшение карбонатности отложений по мере удаления от выходов коренных карбонатных пород ордовика и силура в Северной Эстонии. Так, например, средняя карбонатность мелкозема флювиогляциальных отложений на Сакалаской возвышенности составляет 32,6, на Отепяской 23,2 и на Хааньяской 15,9%. Залегавшие глубоко (40 - 60 м) под плейстоценовыми отложениями девонские карбонатные породы Юго-Восточной Эстонии существенно не повлияли на карбонатность поверхностных флювиогляциальных отложений этого региона.

При сравнении закономерностей распределения по площади содержания обломков карбонатных пород во флювиогля-

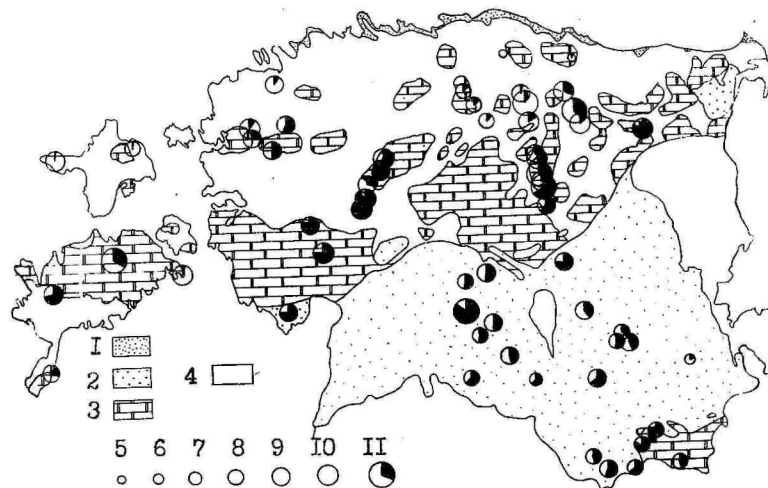


Рис. 2. Карбонатность мелкозема флювиогляциальных отложений Эстонской ССР. Усл. обозн.: I - выходы кембрийских песчаников, алевролитовых и глинистых пород; 2 - выходы девонских песчаников и алевролитов; 3 - выходы ордовикских, силурийских и верхнедевонских (в Юго-Вост. Эстонии) доломитов, домеритов и известковых доломитов; 4 - выходы ордовикских и силурийских известняковых пород. Содержание карбонатов: 5 - 0-2%; 6 - 2-5%; 7 - 5-10%; 8 - 10-20%; 9 - 20-40%; 10 - 40-60%; II - более 60%; белый - кальцит; черный - доломит.

циальных отложениях Эстонии /Калм, 1986/ и содержания карбонатов в мелкоземе этих же отложений (рис. 2), выясняется, что они в общих чертах сходные. Но имеются и не-

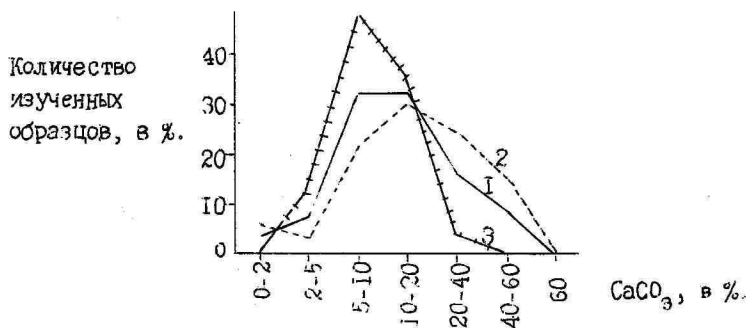


Рис. 3. Распределение изученных образцов по содержанию CaCO_3 : 1 - в Эстонской ССР в целом; 2 - на коренных карбонатных породах Северной Эстонии; 3 - в Южной Эстонии.

которые расхождения, обусловленные неодинаковой дальностью переноса крупнообломочных и мелких фракций во флювиогляциальных потоках. Максимальные содержания галек карбонатных пород в рассматриваемых отложениях определены на проксимальной части Пандивереской возвышенности. Однако в мелкоземе наибольшее количество карбонатов определено в отложениях дистальной части возвышенности (в среднем 64,0%). Как в моренах /Gillberg, 1967; Ingmar, Moreborg, 1976/, так и во флювиогляциальных отложениях при переносе отложений содержание карбонатных обломков уменьшается быстрее, нежели карбонатность мелкозема.

Изменения карбонатности флювиогляциальных отложений Эстонии имеют четко выраженный территориальный характер. Различия в карбонатности отдельных генетических типов отложений обусловлены прежде всего неодинаковым распределением разновидностей флювиогляциальных образований на территории республики. Отложения радиальных и маргинальных озв сосредоточены в Северной Эстонии, и их средняя карбонатность составляет соответственно 41,0 и 36,2%. Характерные для Южной Эстонии отложения камов имеют среднюю карбонатность 18,6%.

Распределение по площади карбонатности флювиогляциальных отложений и морен Эстонии сходное даже в пределах относительно ограниченных районов. Как морены /Kaikas, 1963/, так и флювиогляциальные отложения Северной Эстонии богаче карбонатами в западной части выходов коренных карбонатных пород ордовика и силура (кроме Пандивереской возвышенности). В обоих типах отложений отмечено также понижение карбонатности мелкозема в западной части Пандивереской возвышенности. Разница лишь в том, что карбонатность флювиогляциальных отложений Эстонии в среднем на 10% выше, чем карбонатность морен /Kaikas, 1963/, составляя в Северной Эстонии соответственно 38,1 и 27,1%, а в Южной Эстонии 23,5 и 13,4%. Это обусловлено обогащением мелких фракций карбонатами за счет истирания обломков карбонатных пород при переносе отложений во флювиогляциальных потоках. Обломки пород во флювиогляциальных отложениях значительно лучше окатаны, нежели в моренах. Пористость и хорошая водопроницаемость грунтов из флювиогляциальных отложений, несомненно, способствует выщелачиванию карбонатов из верхних почвенных горизонтов и их привноса в низлежащие отложения. Как отмечает К. Варес /1981/, в неизменной почвообразующей породе и в нижней части почвенного профиля карбонатов всегда больше, чем в верхних горизонтах.

В отличие от морен Эстонии, бескарбонатные флювиогляциальные отложения (карбонатность 0 - 2%) обнаружены только близ Северо-Эстонского глинта.

Соотношение кальцита и доломита⁺ и их количество во флювиогляциальных отложениях Эстонии хорошо коррелируют с расположением выходов подстилающих коренных известняков и доломитов (рис. 2, 3 и 4). В Северной Эстонии на коренных карбонатных породах в целом доминирует кальцит (58,8% от общей карбонатности мелкозема), содержание кото-

⁺По газометрическому методу А. Дрейманиса /Dreimanis, 1962/, труднорастворимые карбонатные минералы, как сидерит, магнезит и др., идентифицируются вместе с доломитом. Таким образом, процентное содержание доломита обозначает в самом деле содержание практически всех карбонатов, кроме кальцита.

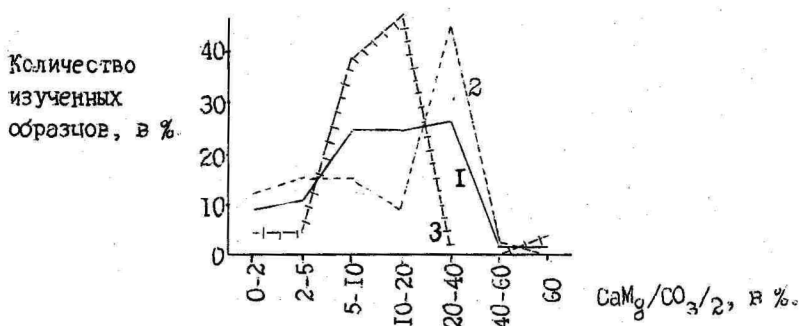


Рис. 4. Распределение изученных образцов по содержанию $\text{CaMg}/\text{CO}_3/2$: 1 - в Эстонской ССР в целом; 2 - на коренных карбонатных породах Северной Эстонии; 3 - в Южной Эстонии.

рого во фракции менее 0,1 мм составляет 22,4 %. Содержание доломита в изученной фракции 15,7% или 41,2% от общей карбонатности. Максимальные содержания кальцида в Северо-Эстонских флювиогляциальных отложениях определены в зоне севернее линии Лихула - Рапла - Ярва-Яани - Кохтла-Ярве, где относительно мало выходов доломитов. В этой зоне соотношение кальцита и доломита обычно больше чем 2,0 (поле I на рис. 5). Кальцит и доломит составляют здесь в среднем соответственно 73,9 и 26,1 % от общей карбонатности. Южнее вышеуказанной линии, до северных выходов девонских песчаников и алевролитов, четвертичные отложения подстилают в большей части доломиты и известковые доломиты. Флювиогляциальные отложения этой зоны характеризуются соотношением кальцита и доломита ниже 1,0 (поле II на рис. 5), а в среднем оно равно 0,4. Из-за ледникового переноса отложений флювиогляциальные отложения, схожие по соотношению кальцита и доломита с этой зоной, распространены также на северных частях выходов девонских пород (месторождения Потсепя, Арула, Лазва). Общая карбонатность мелкозема флювиогляциальных отложений в рассматриваемой зоне распределяется следующим образом: кальцит - 28,7 и доломит - 71,3 %. Четко проявляется здесь прямая связь между содержанием в отложениях кальцита и доломита и с расположением выходов известняка или доломита. Например, в радиальных озах между Вийке-Ракке

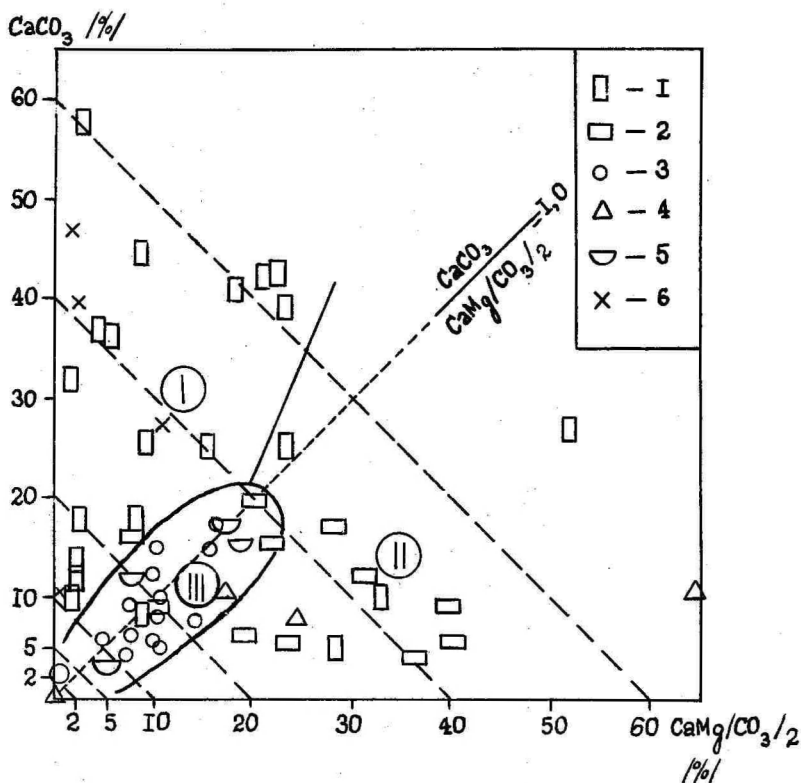


Рис. 5. Распределение кальцита и доломита в мелкоземе (фракция 0,1 мм) флювиогляциальных отложений Эстонской ССР. Поле I - флювиогляциальные отложения Северной Эстонии (севернее линии Лихула - Рапла - Ярва-Яани - Кохтла-Ярве; поле II - флювиогляциальные отложения Средней Эстонии; поле III - флювиогляциальные отложения Южной Эстонии (на девонских коренных породах).

Условные обозначения: 1 - отложения радиальных озоров; 2 - отложения маргинальных озоров; 3 - отложения флювиокамов; 4 - отложения флювиогляциальных дельт; 5 - отложения зандров и зандродельт; 6 - перетолженные морскими водами флювиогляциальных отложений.

и Кярде, примерно на северной границе выхода коренных доломитов (в Эру), соотношение кальцита и доломита составляет 1,7, в 8 километрах южнее, в Тоома, это соотношение 1,1, а через 12 километров, в Кярде, уже 0,5. Следовательно, вследствие движения ледника на 10 - 12 км на выходах коренных доломитов содержание доломита во фракции менее 0,1 мм возрастало дважды. Соотношение кальцита и доломита в мелких фракциях хорошо коррелирует с соотношением известняковых и доломитовых обломков в крупнообломочном материале этих же отложений.

В Южно-Эстонских флювиогляционных отложениях соотношение кальцита и доломита составляет в среднем 0,7, а их процентные содержания равны 9,8 и 13,7%. В этом районе по сравнению со Средней Эстонией соотношение кальцита и доломита изменено в пользу кальцита, хотя карбонатность мелкоседа уменьшена. На диаграмме распределения кальцита и доломита (рис. 5) образцы из флювиогляциальных отложений Южной Эстонии сосредоточены на поле III.

Э. Пиррусом /1964/ установлено преобладание среди карбонатных минералов лимногляциальных отложений кальцита в Северной и доломита в Южной Эстонии. Он объясняет это обогащением отложений доломитом, как более устойчивым к выветриванию минералом, при переносе отложений из Северной в Южную Эстонию. Такой вывод не подтверждается данными изучения карбонатности флювиогляциальных отложений.

Резкое преобладание кальцита над доломитом в переотложенных морскими водами флювиогляциальных отложениях (см. рис. 5) объясняется расположением изученных месторождений относительно выходов коренных карбонатных пород и возможным привнесом кальцита из верхних горизонтов отложений.

В заключение следует подчеркнуть, что карбонатность изученных отложений как унаследованный признак питающей провинции проявляется сдвигом в южную сторону, дальность которой соответствует дальности переноса морен и флювиогляциальных отложений вместе взятых.

Литература

- Варес К. О составе песчано-гравийных почвообразующих пород Эстонии // Новые методы в геологии Эстонии. - Таллин 1981. - С. 48-60.
- Калм В. Петрографический состав флювиогляциальных отложений Эстонской ССР // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1986. - Вып. 759. - С. 79-94.
- Пиррус Э. Карбонаты ленточных глин Эстонии // Литология палеозойских отложений Эстонии. - Таллин 1964. - С. 101-121.
- Рудницкайте Э. Карбонатность разновозрастных плейстоценовых морен в скважине Уталинка (Южная Литва) // Достижения и задачи исследований по геол. Лит. ССР: Материалы 6-ой научн. конф. геологов Литвы. - Вильнюс, 1981. - С. 102-104.
- Рудницкайте Э. Формирование карбонатности и определение ее в моренах плейстоцена. XI конгресс ИНКВА: Тез. докл. - М., 1982. - Т. III. - С. 266-267.
- Ружина Е.В. Литология моренных отложений. - Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1960. - 142 с.
- Судакова Н.Г., Глушанкова Н.И. О карбонатности разновозрастных морен Русской равнины в краевых зонах оледенения. - Ин-т геол. наук АН УССР. Препр., 1980. - Вып. 12. - С. 32-34.
- Ahrentzen P. Differences between non-calcareous and calcareous moraine clay // Colloq. int. compact. - Paris, 1980. - Vol. 1. - P. 7-10.
- Dreimanis A. Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus // J. Sedim. Petrol. - 1962. - Vol. 32, N 3. - P. 520-529.
- Gillberg G. Distribution of different limestone material in till // Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. - 1967. - Vol. 89. - P. 401-409.
- Ingmar T., Moreborg K. The leaching and original content of calcium carbonate in till in northern Uppland, Sweden // Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. - 1976. - Vol. 98. - P. 120-132.
- Raukas A. Eesti moreenide karbonaatsusest // ENSV TA ja Loodusuuri ajate Seltsi Aastaraamat 1962. - Tallinn, 1963. - Nr. 55. - lk. 5-17.

THE CARBONATE CONTENT IN THE FRACTION 0.1 MM OF
FLUVIOGLACIAL DEPOSITS
IN ESTONIA

V. Kalm

S u m m a r y

The carbonate content in fluvioglacial deposits has been studied in 60 gravel or sand pits all over the Estonian SSR. Analyses were made by using Chittick apparatus /Dreimanis, 1962/. The carbonate content in fluvioglacial deposits is in good correlation with the mineralogic-petrographical composition of the explored sediments. In Estonian conditions, where the thickness of the glacial deposits is in general inconsiderable, the greatest importance in forming the carbonate content has the composition of the bedrock, followed by the specific features of sedimentation. The territorially changing character is clearly observed also in the distribution of calcite and dolomite in fluvioglacial deposits.

ОГЛАВЛЕНИЕ - CONTENTS

T. Kuuspalu, J. Kirs. Структурное состояние калиевых полевых шпатов кристаллического фундамента Эстонии	3
T. Kuuspalu, J. Kirs. Structural state of potash feldspars from the Estonian crystalline basement. Summary	22
B. Ванамб, Ю. Кирс. О глинистых минералах коры выветривания глиноземистых гнейсов кристаллического фундамента Эстонии	23
V. Vanamb, J. Kirs. Clay minerals from aluminous gneiss weathering crust of the Estonian crystalline basement. Summary	37
Ю. Кирс. Об окраске, размерности и морфологии щелочного полевого шпата из рапакиви Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов	38
J. Kirs. On colour, grain size and morphology of alkali feldspar in rapakivi granites from the Wiborg, Salmi and Korosten plutons. Summary	67
A. Лоог, В. Петерсель. Закономерности распределения малых элементов в фосфоритах Эстонии	68
A. Loog, V. Petersell. On distribution of the rare elements in Estonian phosphorites. Summary	83
Я. Арувяли. К методике определения параметров элементарной ячейки апатитов рентгенодифрактометрическим методом	84
J. Aruväli. On the determination of apatite cell parameters by x-ray diffractometry method. Summary	94
Л. Айнсаар. О кукурситовых слоях в Йыхвиском и Кейласком горизонтах Эстонии	95
L. Ainsaar. On the kukersite layers in the Jõhvi and Keila stages in Estonia. Summary	107
B. Калм. Карбонатность мелкозема флювиогляциальных отложений Эстонии	109
V. Kalm. The carbonate content in the fraction 0,1 mm of fluvioglacial deposits in Estonia. Summary..	118

Структурное состояние калиевых полевых шпатов кристаллического фундамента Эстонии. Т. Кууспалу, Ю. Кирс, Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1990: Труды по геологии. - Вып. XI. - С. 3 - 22.

В статье обобщены результаты изучения рентгеновской триклинности Δ (246 определений) и угла оптических осей $2V$ (514 определений) калиевых полевых шпатов кристаллического фундамента Эстонии. Калишпат гранулитовой фации метаморфизма представлен ортоклазом, калишпат амфиболитовой фации - преимущественно микроклином, реже ортоклазом. Структурное состояние калишпатов мигматитообразующих (позднекинематических) гранитоидов близко к структурному состоянию калишпатов в вмещающих гнейсах, причем калишпат гранитоидов все же несколько более упорядочен. Тип калишпата посткинематических гранитов варьирует от ортоклаза до максимального микроклина и зависит от массива. Во многих типах пород прослеживается широкое колебание Δ и $2V$ в пределах шлифа и образца. Калишпат кристаллизовался первоначально при высокой температуре ($>630^{\circ}\text{C}$) в моноклинной форме, которая впоследствии в твердом состоянии упорядочивалась до разных состояний ортоклаза и микроклина. Главным фактором, регулирующим процессы упорядочения, является действие летучих компонентов (водного флюида).

Рис. - 5 . Табл. - 4 . Библ. - 19 назв. Рез. англ.

О глинистых минералах коры выветривания глиноземистых гнейсов кристаллического фундамента Эстонии. В. Ванамб, Ю. Кирс //Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1990: Труды по геологии . - Вып. XI. - С. 23 - 37 .

В кристаллическом фундаменте Северо-Восточной Эстонии в составе адутагузеской толщи преобладают глиноземистые гнейсы. В коре выветривания глиноземистых гнейсов во фракции около 0,001 мм присутствуют преимущественно каолинит, монтмориллонит-гидролюда, гидролюда, хлорит, монтмориллонит и монтмориллонит-хлорит. Отмечается четкая минералогическая зональность в разрезе коры выветривания снизу вверх: 1/ монтмориллонит-гидролюдистая зона с каолинитом и 2/ каолининовая зона. Такую минералогическую зональность нарушают гидротермальные процессы хлоритизации и гидролюдизации, а также гидролюдизация и шамозитизация, обусловленные воздействием среды трансгрессивного бассейна в эпоху захоронения коры выветривания.

Рис. - 10 . Библ. - 4 назв. Рез. англ.

Об окраске, размерности и морфологии щелочного полевого шпата из рапакиви Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов. Ю. Кирс. - Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1990 : Труды по геологии. - Вып. XI. - С. 38 - 67 .

Изучались цвет, размерность, количество и морфология (идиоморфизм, оболочечность плагиоклазом) щелочного полевого шпата из гранитоидных фаз Выборгского, Салминского и Коростеньского плутонов. Отмечены особенности морфологии микропертитовых вкрапленников и плагиоклазовой оболочки вокруг них могли возникнуть в результате резкого перепада давления в магматической камере /см. и Н.Ф. Шинкарев, Н.Д. Рундквист, 1986/, которое сопровождалось резорбцией первоначально в разной степени идиоморфных калишпатовых вкрапленников и последующей эпитаксической кристаллизацией плагиоклаза на поверхности некоторых из них. Повышение давления, в свою очередь, вело к резорбции плагиоклаза и росту щелочного полевого шпата с образованием идиоморфных контуров последнего. Внутренние плагиоклазовые оболочки в рапакиви Коростеньского и Выборгского плутонов свидетельствуют о многократности таких перепадов давления. Более быстрая (приповерхностная?) кристаллизация /Кирс, 1981/ вместе с менее выраженными явлениями резорбции по сравнению с рапакиви других плутонов обусловили наблюдаемые морфологические особенности (повышенный идиоморфизм вкрапленников, меньшее количество плагиоклазовых оболочек вокруг них) Салминского овоидного рапакиви.

Рис. - 14 . Табл. - 4 . Библ. - 20 назв. Рез. англ.

УДК 552.513.1; 552.521 /474.2/

Закономерности распределения малых элементов в фосфоритах Эстонии. А. Лоог, В. Петерсель. Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1990: Труды по геологии. - Вып. XI. - С. 68 - 83.

По содержанию в фосфоритах малые элементы разделены на 3 группы: 1) Ti, V, Cr, Ni, Ga, Ba, Sc, Li, Th, Be, Sn, Rb и Cs - среднее содержание ниже кларка; 2) Mn, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Cd, As, Ge, Re и Se - среднее содержание близкое к кларку. 3) F, Sr, PЗЭ и U - превышают кларк.

Рис. - 3 . Табл. - 6 . Библ. - 6 назв. Рез. англ.

УДК 548.734;549.753.1

К методике определения параметров элементарной ячейки апатитов рентгендифрактометрическим методом. Я. Арувяли. Уч. зап. Тарт. ун-та., 1990: Труды по геологии. - Вып. XI. - С. 84 - 94 .

Описана методика определения констант кристаллической решетки методом наименьших квадратов по данным порошковой дифрактограммы. Выработана методика проверки качества исходных данных при помощи сравнения измеренных углов дифракционных рефлексов с обратно вычисленными значениями углов дифракции на дисплее ЭВМ. Для выравнивания качественных различий между поверхностями различных препаратов используются поправки углов дифракции, обеспечивающие математически сдвиг плоскости препарата в ось вращения препаратодержателя.

Описанная методика реализована в виде анализа продуктов термически и химически обработанных гидроксилapatитов из Ковдорского месторождения.

Вис. - 7 . Табл. - 2 . Библ. - 9 назв. Рез. англ.

О кукерситовых слоях в Йыхвиском и кейласком горизонтах Эстонии. Л. Айнсаар. Уч. зап. Тарт. ун-та, 1990: Труды по геологии. - Вып. XI. - С. 95 - 108 .

Рассматриваются тонкие кукерситовые слои в средней и верхней частях Йыхвиского горизонта и в нижней части кейлаского горизонта в Северной Эстонии. Описываются и индексируются девять отчетливых и хорошо коррелируемых кукерситовых слоев. Распространение керогена кукерсита показано по двум меридиональным линиям буровых скважин в северо-западной части Эстонии, где явления скоплений кукерсита наиболее яркие. В кукерситоносных циклитах известняка выделяется до четырех латеральных фациальных зон. Показан регрессивный характер строения кукерситоносных отложений со ссылкой на сходство со строением ухакусско-кукрузевского комплекса.

Рис. - 7 , Библ. - 8 назв. Рез. англ.

УДК 551.332.24(474.2)

Карбонатность мелкозема флювиогляциальных отложений Эстонии. В. Калм. // Уч. зап. Тарт. ун-та. - 1990: Труды по геологии. - Вып. XI. - С. 109 - 118 .

Установлено, что карбонатность мелкозема ($\text{ФР} < 0,1 \text{ мм}$) флювиогляциальных отложений является унаследованным признаком питающих провинций, который проявляется со сдвигом в дистальную сторону. Соотношение кальцита и доломита в рассматриваемых отложениях хорошо коррелирует с расположением выходов коренных известняков и доломитов. Различия в карбонатности отдельных генетических типов отложений обусловлены прежде всего неодинаковым распределением разновидностей флювиогляциальных образований на территории республики.

Рис. - 5 . Библ. - 12 назв. Рез. англ.