TARTU RIIKLIKU ÚLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕНЫЕ ЗАПИСКИТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТААСТА ЕТ СОММЕНТАТІОНЕЅ UNIVERSITATIS TARTUENSISALUSTATUD 1853. 4.VIHIK 286 ВЫПУСКOCHOBAHЫ В 1893. 7.

ТÖID GEOLOOGIA ALALT ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ

VI



TAPTY 1971

О МИНЕРАЛОГИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЭСТОНИИ

Т. Кууспалу, В. Ванамб, К. Утсал

ВВЕДЕНИЕ

В работе сделана попытка обобщить результаты рентгенографического и отчасти микроскопического изучения глинистых минералов коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии.

Все рентгенографические исследования фото- и дифрактометрическим методом проводились нами в ходе хоздоговорных работ и полученные результаты нередко использовались в геологических отчетах различных организаций (Управление Геологии Эст. ССР и Лаборатория осадочных полезных ископаемых МГ и ОН СССР) и в дипломных работах студентов кафедры геологин ТГУ.

Данные о минералогии коры выветривания кристаллического фундамента, полученные при помощи фотометода, приводятся в работе Х. Коппельмаа (1964). В этой работе в качестве главных глинистых минералов коры выветривания кристаллического фундамента описываются каолинит и гидрослюда.

Позже, благодаря внедрению дифрактометрического метода при изучении глинистых минералов в кабинете минералогии ТГУ. был установлен ряд новых минералов, имеющих также широкое распространение. Из них нужно отметить такие минералы, как монтмориллонит, шамозит и смешанно-слойные образования: монтмориллонит-гидрослюду и монтмориллонит-хлорит. Эти результаты исследования частично использованы в работах А. Мардла и Х. Коппельмаа (1967)², Ю. Кирс³ и А. Вяярси и др.⁴.

ания и кор выветривания Эстонской ССГ м-ба 1.2 сос сос. галла, гост. гол. з J. Kirs. Aluskorra petrograafiast Are, Häädemeeste, Seliste, Ristiküla ja Tootsi puursüdamikes. Tartu, 1969. а TRÜ geoloogia kateedri fond. ⁴ A. Вяярси, К. Каяк и др. Отчет Южно-Эстонского отряда о комп-лексной съемке м-ба 1: 200 000 юго-западной части Эстонии (лист 0-35-XII) за 1966-1968 годы. Фонды УГ при СМ ЭССР.

¹ Х. Коппельмаа. О древней коре выветривания на породах кристаллического фундамента Эстонской ССР. - Дипломная работа. Тарту, 1964. Фонды кафедры геологии ТГУ.

² А. Мардла, Х. Коппельмаа. Карты поверхностей выравнивания и кор выветривания Эстонской ССР м-ба 1:2 500 000. Таллин, 1967. Фош-

Таблица І

Изученность разрезов коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии

№ № пп	Символ № скв.	№ и наименование скважины	Кол-во рентгено- граф. опр-ний	Кристал- ло-оптич. иссле- дов-я	Использованные петрографические описания (рукопис- ные)
1. 2. 3.	117 A T	117 (Кейла) Арду Тапа	1 7 5	-	Пуура и др., 1967 Пуура и др., 1967 Коппельмаа, 1964
4. 5.	4511 47П	4511 (Ульясте) 47П (Ульясте) 48П (Ульясте)	11		Пуура и др., 1966 Вахер и др., 1964 "
0. 7. 8. 9	318 Φ18 Φ1	4611 (Ульясте) 318 (Туду) Ф18 (Пээри) Ф1 (Ихви)	10 14 8		Пуура и др., 1967 Эрисалу и др., 1969 Эрисалу и др., 1969
10. 11.	315 Ф2	315 (Вока) Ф2 (Вока)	7 26		Suuroja, 1969 Пуура и др., 1966 Эрисалу и др., 1969
12. 13. 14.	Φ3 Φ7 Φ8	ФЗ (Вока) Ф7 (Тюрсамяэ) Ф8 (Каазиксааре)	14 8 10	_	Suuroja, 1969 Эрисалу и др., 1969 "
15. 16. 17.	44π Φ15 311A	44п (Вийвиконна) Ф15 (Куртна) 311А (Мустайыэ)	6 5 29		Пуура и др., 1967 Эрисалу и др., 1969 Пуура и др., 1967
18. 19. 20. 21.	K312 379 СГ2 173	312 (Кайдма) 379 (Палукюла) СГ2 (Кингиссепп) 173 (Селисте)	4 9 2 15	++++	Коппельмаа, 1964 Пуура и др., 1967 Viiding jt., 1969 Пуура и др., 1967 Вяярси и др., 1969 Кіге 1060
22. 23.	ПЯ 171	Пярну 171 (Арэ)	2 13	+ +	Пуура и др., 1967 Вяярси и др., 1969 Kirs, 1969
24. 25. 26. 27. 28. 29. 30.	175 172 174 66п 91 02 K1	 175 (Тоотси) 172 (Хяядемээсте) 174 (Ристикюла) 66п (Ваки) 91 (Вильянди) 2 (Отепя) 1 (Каагвере) 	41 22 13 3 7 36 11	+ + + + + + + +	Вяярси и др., 1969 Вийганд и др., 1968 Вяярси и др., 1968 Пуура и др., 1967

Для составления данной работы использован ряд производственных отчетов (табл. № 1), содержащих данные о коре выветривания изучаемых разрезов. Кроме того использовались личные наблюдения, заметки и коллекции соавтора Т. Кууспалу, а также его микроскопические наблюдения.



Рис. 1. Схема расположения буровых скважин в Эстонии: • скважины, вскрывшие фундамент, о-скважины, изученные нами.

Рентгенографическим методом нами исследовано 350 образцов из 30 скважин (рис. 1). Микроскопически изучены разрезы 11 скважин.

Методика рентгенографического изучения изложена в статье К. Утсала в данном сборнике. При оформлении графического и рукописного материала большую помощь оказали В. Ханг и Э. Уус, которым выражаем глубокую благодарность.

Работа состоит из двух частей. В первой части дается краткий обзор изученных разрезов коры выветривания кристаллического фундамента, во второй излагается минералогия глинистых минералов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Ниже дается краткая петрографо-минералогическая характеристика некоторых более детально изученных профилей коры выветривания кристаллического фундамента.

В ходе систематизации имеющихся материалов, накопленных как предшествовавшими исследователями, так и авторами, выя-

вилась необходимость конкретизировать некоторые понятия и критерии, касающиеся макрохарактеристики выветренных пород, оценки степени выветренности и разграничения коры выветривания.

1. Кора выветривания кристаллического фундамента Эстонии относится к остаточному типу. Достоверно переотложенные образования до сих пор не известны. В связи с этим верхняя граница коры выветривания — контакт с осадочным покровом устанавливается легко. Большие трудности, однако, нередко вызывает определение нижней границы. Последняя по своей природе и практически является условной. Следовательно, критерии для установления ее также должны быть условными, но в то же время макроскопически определяемыми. Мы придерживались принятого ранее критерия — «появление (исчезновение) макроскопических гнезд каолинита» (Коппельмаа, 1964), с небольшим изменением. В свете новых данных этот критерий лучше сформулировать как «появление (исчезновение) макроскопических неэкзотических гнезд глинистого вещества».

2. В целях общей типизации коры выветривания предлагается пользоваться терминами «трещинная», «сквозная» и «трещинносквозная или промежуточная». Эти понятия близки к понятиям «линейная», «площадная» и «линейно-площадная», но отличаются более узким смыслом и применяемы для характеристики пройденного одной скважиной разреза или даже части его.

Трещинная кора выветривания характеризуется преимущественно выветриванием по (тектоническим) трещинам; обломки пород в такой коре могут быть сильно выветренными, выветренными, слабо выветренными или даже свежими. Нужно этметить, что слабо трещиноватые породы, в которых разложение захватило лишь узкие зоны возле стенок трещин, согласно критерию выделения нижней границы коры выветривания, могут выпадать из коры выветривания.

В образовании сквозной коры выветривания трещиноватость пород не сыграла особой роли, в силу чего не наблюдаются большие контрасты в степени выветренности на небольшом расстоянии. Сквозная кора выветривания обладает обычно более или менее четко выраженной вертикальной зональностью, постепенной сменой более измененных пород менее измененными и меньшей мощностью по сравнению с трещинной.

Разрезы коры выветривания промежуточного характера, а также такие, в которых встречаются оба названные типа, можно именовать трещинно-сквозными или промежуточными.

3. Для оценки степени гипергенного изменения нами и другими исследователями коры выветривания фундамента Эстонии применялись прилагательные «очень сильно выветренный», «сильно выветренный» и т. д., без указания критериев той или иной градации. В данной работе нами применена четырехступенчатая градация, и в целях краткости — с цифровой символикой. Это степени выветренности (разложения) 0, 1, 11 и III. Имеется в виду степень выветривания породы, т. е. минерального агрегата с некоторым минимальным объемом, начиная от кусков породы с размерами около 3×3 см, а желательно — в размерах нормального петрографического образца. В предлагаемой градации учитываются: степень разложения важнейших породообразующих минералов (дифференциально!), общая разрыхленность породы, сохранность исходной текстуры и структуры. Все эти признаки легко определяемы при макроскопическом описании керна. Более точные химические критерии в данный этап исследования не применимы из-за слабой химической изученности выветренных пород. Введение предлагаемой градации, являющейся в известной мере условной, диктовалось, с одной стороны, отсутствием общепринятой классификации, с другой — необходимостью обобщения большого количества рентгенографических определений глинистых минералов.

Степень 0. Порода практически свежая; гипергенные минералы развиты отдельными небольшими гнездами, а чаще — по стенкам трещин. Породы нолевой степени обычно остаются ниже нижней кромки коры выветривания; только в трещинной коре, с чередованием выветренных и свежих пород, может оказаться, что породы нолевой степени входят в кору выветривания. Гипергенные изменения ограничены и выражаются в частичной или полной псевдоморфизации наиболее легко разлагающихся минералов: в серицитизации и пелитизации плагиоклаза, в хлоритизации, серпентинизации, монтмориллонитизации темноцветных, в первую очередь, гиперстена.

Степень 1. Слабо выветренные и выветренные породы. Погода имеет еще крепкое сложение; текстура и структура сохранились, так как происходило в основном образование псевдоморфоз, с незначительным изменением структуры; исходная порода сравнительно легко определяема. Разлагающиеся минералы претерпели частичное разложение. Значительно или полностью изменены из темноцветных минералов гиперстен, клинопироксен, амфибол и кордиерит, из светлых — плагиоклаз. Калиевый полевой шпат и биотит свежи или частично разложены.

Следует отметить, что при практическом определении степеней наибольшие трудности возникают при отличии I степени от II. Для уточнения принадлежности породы к I или II степени разложения мы ввели дополнительный критерий, применяемый для существенно полевошпатовых пород. Согласно этому граница между I и II степенями определяется состоянием, когда половина полевых шпатов пелитизирована или замещена рыхлым глинистым агрегатом, половина же имеет свежий облик.

Степень II. Выветренные и сильно выветренные породы, разрыхленные, слагаемые, главным образом, глинистыми продуктами с небольшой примесью устойчивых (кварц, некоторые акцессорные) или реликтовых минералов (частично пелитизированный калишпат, в различной степени гидратизированный биотит). Общие черты структуры и текстуры материнской породы сохранились, так что определение исходной породы при известном навыке вполне возможно.

Степень III. Сильно выветренные существенно глинистые породы, терявшие исходную структуру и текстуру в результате частичного переотложения, уплотнения или, что нередко наблюдается в коре выветривания фундамента Эстонии, в результате пропитывания породы окислами-гидроокислами железа с образованием наложенной горизонтальной полосчатости (например, скв. 315 — Вока). Как правило, породы III степени приурочены к верхам разреза, но в виде исключения они могут встречаться в нижних горизонтах, особенно в зонах сильной карбонатизации. Определение материнской породы затруднительно; оно возможно только косвенно по отдельным минералам-остаткам и по участкам с реликтовым строением.

Охарактеризованные степени выветривания в какой-то мере соответствуют зонам И. И. Гинзбурга и К. К. Никитина (1963): 0 — зоне дезинтеграции, I — зоне выщелачивания, II и III зоне глинистых продуктов. Главное отличие «степеней» от «зон» состоит в том, что «степени» отражают прежде всего интенсивность переработки пород и прямо не зависят от глубины залегания; далее, они отличаются бо́льшей конкретностью, возможностью применения их для отдельных образцов и на основе макроскопического описания. По этой причине степени выветренности могут служить основой для статистического анализа причин и последовательности образования глинистых минералов в коре выветривания.

Очевидно «степени» и «зоны» не исключают друг друга, а являются понятнями, которые применяются в различных стадиях исследования.

4. В тексте употребляется термин «уровень или зона карбонатизации». Под ним подразумеваются проявления карбонатов доломита, кальцита, анкерита — как в виде псевдоморфоз по темноцветным минералам, так и в виде жил, переходящих в брекчии. Имеющиеся данные показывают, что 1) карбонаты встречаются во всех разрезах коры выветривания по породам основного — ультраосновного ряда, но довольно часто и в коре выветривания кислых пород; 2) карбонаты обычно встречаются на некоторой глубине от поверхности фундамента; 3) этот уровень имеет большое значение в качестве индикатора химизмя среды выветривания, обозначая переход из кислотной среды в щелочную, и тем самым определяя характер ассоциаций глинистых новообразований.

Описания разрезов систематизированы исходя из минерального и химического состава материнских пород, установленного в основном предшествовавшими петрографическими исследованиями. Разрезы разбиты на 9 групп. В первые 7 групп включены разрезы с наиболее распространенными в кристаллическом фундаменте Эстонки типами пород и по возможности в чистом виде. В этих группах каждый разрез слагается одним типом породы или, по крайней мере, кора выветривания развита на одном типе породы. Следует отметить, что исходные породы почти всегда в какой-то мере гетерогенны из-за повсеместно развитой мигматизации, т. е. присутствия жил гранитного состава. Выделяются следующие группы: І — биотитовые граниты. II — биотито-полевошпатовые гнейсы (типа гранито-гнейса), III --высокоглиноземистые гнейсы, IV — амфиболиты и гнейсы-сланцы основного состава, V — габбро, VI — серпентиниты, VII — магнетитовые кварциты.

VIII группу составляют разрезы, в коре выветривания которых чередуются различные типы пород. Отдельно, в IX группе, рассматривается кора выветривания скважин, в которой наиболее ярко развиты наложенные на выветривание гидротермальные процессы.

Описания выполнены на различном уровне детальности, в зависимости от материала, которым располагали авторы. Представление о глубине нахождения и мощности коры выветривания, а также о типах коры выветривания и о зонах глинистых минералов дает табл. II.

В каждом описании разреза приводятся общие геологические данные о скважине и краткая петрографо-минералогическая характеристика профиля коры выветривания. При достаточной изученности описания сопровождаются графическими петрографо-минералогическими разрезами. Залегание метаморфических пород не характеризуется в связи с тем, что падение пластов в кристаллическом фундаменте Эстонии повсеместно крутое (составляет 40—90°, чаще 60—80°). Первичный фактический материал (дифрактограммы, данные порошкограмм) в статью включен выборочно и в основном в качестве иллюстраций к описанию минералов и некоторых разрезов.

При описании разрезов использован ряд сокращений. Их объяснение дано в табл. III.

Краткая характеристика изученных разрезов

Таблица II

-	Фундамент вскрыт в интервале	Мощность КВ в м	Тип КВ	Кол-во анал.	Зоны глинистых минералов и степень выветренности
1	2	3	4	5	6
I Биотитовые граниты 1) скв. СГ2 (Кингиссепп) 2) скв. 44п (Вийвиконна) II Биотито-полевошпатовые	5 43,10—571,50 269,50—309,30	$\begin{array}{c} 10,90\\ 38,80 + \end{array}$	промеж-ный "	$\frac{2}{6}$	гидрослюдисто-каолинитовая (I и II) гидрослюдисто-каолинитовая (I и III)
гнейсы (типа гранито-гнейса) 3) скв. 315 (Вока) 4) скв. Ф15 (Куртна) III Высокоглиноземистые, гнейсь	217,60—350,70 277,20—382,10	$10,\!90\\104,\!90+$	сквозной промеж-ный	7 5	каолинитовая (II и III) каолинитовая с примесями ГС, М-ГС, Х
5) скв. 311А (Мустайыэ)	264,50—378,60	+ 108,50	промеж-ный	29	 монтмориллонит-хлоритовая (I и II) монтмориллонит-гидрослюдисто- каолинитовая (I и II)
6) скв. 318 (Туду)	301,00—426,20	125,20+	"	10	гидрослюдисто-каолинитовая с хло- ритом и монтмориллонит-гидрослю- дой
7) скв. Ф 18 (Пээри) IV Гнейсы основного состава и	261,20—346,50	40,00	11	14	 каолинито-гидрослюдистая каолинито-монтмориллонит-гидро- слюдистая (I) каолинитовая (II и III)
амфиболиты 8) скв. 1 (Каагвере)	473,00—499,40	6,80	промеж-ный	11	 монтмориллонитовая (0) хлорито-каолинитовая с примесью монтмориллонит-гидрослюды (1 и II) хлорито-каолинитовая с примесью гидрослюды (I и II)

2	3	4	5	6
435,00—491,60	27,60	промеж-ный	40	 нижняя монтмориллонитовая (0 и I) хлорито-гидрослюдистая (I) верхняя монтмориллонитовая (I II) монтмориллонито-гидро-
				слюдистая (I, II) 5) монтмориллонит-гидрослюдистая (I, II) 6) каолинитовая (III и II)
568,00623,30	15,00	промеж-ный	15	 монтмориллонитовая шамозито-монтмориллонит-гидро- слюдистая (II и I) зональность нечетко выраженная
21,10-75,10	54,00	трещинный	9	 хлоритовая с примесью гидрослю ды и монтмориллонит-хлорита монтмориллонит-гидрослюдистая
214,00-237,70	7,00	-	1	
311,40-366,60	14,10	сквозной	5	 монтмориллонит-гидрослюдистая с примесью каолинита и гидро слюды
490,60564,80	:7,40	промеж-ный	2	 каолинитовая с примесью гидро- слюды
606,80—649,40	24,20	>>	36	 монтмориллонит-хлоритовая (I— III) хлорито-монтмориллонит-гидро- слюдистая (II)
	435,00-491,60 568,00-623,30 21,10-75,10 214,00-237,70 311,40-366,60 490,60-564,80 606,80-649,40	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	2 1 0 1 435,00491,60 27,60 промеж-ный 568,00623,30 15,00 промеж-ный 21,1075,10 54,00 трещинный 214,00237,70 7,00 311,40366,60 14,10 сквозной 490,60564,80 :7,40 промеж-ный 606,80649,40 24,20 ,,	435,00-491,60 27,60 промеж-ный 40 568,00-623,30 15,00 промеж-ный 15 21,10-75,10 54,00 трещинный 9 214,00-237,70 7,00 1 311,40-366,60 14,10 сквозной 5 490,60564,80 :7,40 промеж-ный 2 606,80649,40 24,20 ,. 36

_	1	2	3	4	5	6
						 3) каолинито-монтмориллонит-гидро- слюдистая (II) 4) каолинитовая (III)
VI	П Магнетитовые кварциты					
	16) скв. Ф 1 (Иыхви)	234,20—443,00	28,30	промеж-ный	8	 монтмориллонит-хлоритовая (II) хлоритовая (I) монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом (II)
	17) скв. Ф2 (Вока)	226,60—310,50	17,00		26	 монтромиллонит-хлэритовая (0 и 1) каолинито-монтмориллонит-гид- рослюдистая (II) гидрослюдисто-каолинитовая (II и III)
	18)скв. Ф З (Вока)	230,00—373,40	24,50		14	 монтмориллонитовая (0 и I) монтмориллонит-хлоритовая (II и I) каолинитовая с примесью гидро- слюды (III и II)
VII	I Разрезы с чередованием раз-					
	личных типов пород 19) скв. Арду	327,00-445,80	30,55	73	7	1) монтмориллонит-гидрослюдисто- каолинитовая (I и II)
	20) скв. 66п (Ваки) 21) скв. 91 (Вильянди)	405.20—492,00 494,40—532,00	1 4,50 16,05	13 33	3 7	 2) гидрослюдисто-каолинитовая (11) 1 монтмориллонитовая (0 и I) 2) каолинито-монтмориллонит-гидро слюдистая (I и II)
61	22) скв. 172 (Хяядемээсте)	629,00-712,40	4,20	,,	22	 монтмориллонитовая (0) монтмориллонит-гидрослюдистая (I и II)

1	2	3	4	5	6
					 хлорито-монімориллонит-гидро- слюдистая (II и I)
23) скв. 171 (Арэ)	446,20-505,70	8,20	промеж-ный	13	 монтмориллонитовая (0) гидрослюдисто-шамозитовая (I и II)
					3) гидрослюдисто-каолинитовая (II)
24) скв. 174 (Ристикюла)	569,60632,30	7,00	,,	13	 монтмориллонитовая (0) хлорито-гидрослюдистая (I и II) монтмориллонит-гидрослюдисто- каолинитовая (II)
25) скв. Ф 7 (Тюрсамяэ)	226 ,0 —269,00	14,40	сквозной	8	 каолинито-монтмориллонит-гид- рослюдистая (II и I) каолинитовая (III и II)
26) сив. Ф8 (Каазиксааре)	245,70 389,20	100,00	промеж-ный	10	 гидрослюдистая (I) монтмориллонит-гидрослюдистая (II и I) каолинитовая (III, II)
27) скв. 48п (Ульясте)	138,70356,80	25,30		4	—
IX Разрезы КВ с наложенными гидротермальными измене-					
28) скв. 312 (Қайдма)	294,35—352,30	57,95+	трещинно- сквозной	4	—
29) скв. 47п (Ульясте) 30) скв. 45п (Ульясте)	161,00—338,70 134,35—352,03	42, 0 0 44,25	" "	10 6	

4.10

Сокращения, использованные в данной работе:

КВ — кора выветривания	
Глинистые минералы:	
Верм — вермикулит	М-Х — монтмориллонит-хлорит
ГС — гидрослюда	Сеп — сепиолит
Қ — каолинит	Та — тальк
М — монтмориллонит	Х — хлорит
М-ГС — монтмориллонит-гидрослюда	Ш — шамозит
Другие минералы:	
Амф — амфибол	Мт — магнетит
Анк — анкерит	Му — мусковит
Би — биотит	Орт — ортоклаз
Гем — гематит	Пир — пироксен
Гет — гетит	Пирр — пирротин
Гр — гранат	Пл — плагиоклаз
Граф — графит	Пл₄о — плагиоклаз № 40
Ди — диопсид	Прт — пирит
Дол — доломит	РПир — ромбический пироксен
Қа — кальцит	Серп — серпентин
Кв — кварц	Сил — силлиманит
Корд — кордиерит	Сф — сфалерит
Қшп — калишпат	Флог — флогопит
Ми — микроклин	Фл — флюорит
МПир, ҚПир — моноклинный	
пироксен	Фо — форстерит.

Объяснения к рисункам дифрактометрических кривых

- а -- необработанный ориєнтированный препарат,
- б прокаленный при 500° С в течение 2 часов,
- в обработанный этиленгликолем,

г — обработанный 10% HCl в течение 2 часов при температуре 80°С.

I Биотитовые граниты

Скв. 44п (Вийвиконна)

Местонахождение: Кохтла-Ярвеский р-н, в 22 км на ЮЮВ от южного края пос. Вийвиконна.

Фундамент вскрыт в интервале 269,50—309,30м.

Типы пород: сильно мигматизированные биотито-плагиоклазовые гнейсы с прослоем микрогнейса; частые жилы плагио-микроклиновых гранитов.

KB:

Нижняя граница не пройдена.

Мощность 39,80+м.

Кровля: красно-бурый алевролит Pt₃gd.

Исходные породы: мигматизированные биотито-плагиоклазовые гнейсы, теневые мигматиты, плагио-микроклиновые граниты. Разрез отнесен к группе гранитных пород условно, на том основании, что в нем преобладают породы, приближающиеся по составу к гранитным. Крайними членами исходных пород являются биотито-плагиоклазовые микрогнейсы (30 Би—30 Пл-40 Кв) и микроклиновые граниты (5 Би-3—30 Пл-20—25 Кв-45—70 Ми±Му). Большая часть разреза слагается теневыми гранитами, которые отличаются от микроклиновых гранитов в основном несколько большим содержанием биотита.



СКВ. 44п (ВИЙВИКОННА)

Рис. 2. Профиль коры выветривания скв. 44п (Вийвиконна).

КВ относится к промежуточному типу. Чисто каолинитовая зона отсутствует. Профиль представлен породами I и II степени выветренности. Для разреза характерно: I. полное разложение плагиоклаза (по микроскопическим наблюдениям замещается гидрослюдой и каолинитом), бо́льшая или ме́ньшая гидратизация бнотита, слабое изменение микроклина и присутствие реликтового кварца; 2. относительно равномерная импрегнация выветренных пород гематитом, исчезающая ниже глубины 283,0 м. Слабая карбонатизация в виде доломитовых прожилок наблюдается на глубине 293,0—297,0 м.

Опробована и дифрактометрическим методом проанализирована верхняя часть КВ (рис. 2). Глинистые продукты здесь являются гидрослюдисто-каолинитовыми. Только два определения показали содержание хлорита. Хлорит, очевидно, образовался за счет биотита: анализ гидратизированного биотита (обр. 44—112) дает 60% ГС и 40% Х, анализ богатого гидратизированным биотитом выветренного микрогнейса (обр. 44—107) — 20% ГС, 30% К и 50% Х. Образец 44—112 был специально отобран для исследования продуктов гидратизации биотита. В литературе указывается, что гидратизированный биотит («гидробиотит») представляет собой обычно смешанно-слойное образование, содержащее слюдистые и вермикулитовые слои. Наши результаты показывают, что биотит гидратизируется с образованием смеси хлорита и гидрослюды.

Еще одна характерная черта профиля КВ скв. Вийвиконна. В соотношениях главных глинистых компонентов ГС и К намечается тенденция к увеличению содержания ГС в верхах профиля (рис. 2). При этом породы не обнаруживают заметных различий от залегающих ниже ни по содержанию исходного биотита, ни по степени выветривания.

II Биотито-полевошпатовые гнейсы

Скв. 315 (Вока)

Местонахождение: Кохтла-Ярвеский р-н, на правом берегу р. Пюхайыги, в 300 м на С от шоссе Таллин-Ленинград.

Фундамент вскрыт в интервале 217,60—350,70 м.

Типы пород: мигматизированные биотитовые, биотито-амфиболовые, биотито-амфиболо-гиперстеновые гнейсы, двухпироксеновые сланцы.

KB:

Нижняя граница на глуб. 228,50 м. Мощность 10,90 м. Кровля темно-красный алєвролит Pt₃gd.

5 Труды по геологии VI

	Биотитовый гнейс	~,~,	Габбро, габбро-норит, габбро- днорит
	Высокоглиноземистый гнейс. °-гранат; △ кордиерит	× × × ×	Чарнокит
	Амфиболовый гнейс	+++++	Гранит
	Пироксеновый гнейс	+++	Гранит типа рапакиви
H H H	Гиперстено-диопсидовый гнейс	+++	Пегматоидный гракиг, пегматит
2 2 2	Мигматизированный биотитовый гнейс		Жильный кварц
	Высокоглиноземистый мигмати- зированный гнейс, ^о — гранат; Δ кордиерит		Зона карбонатизации
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	Сильно мигматизированные гней- сы (теневые граниты, теневые мигматиты)	~	Зона дробления и катаклаза
	Кварцит	N	Зеркала скольжения
<b>^ ^ ^</b>	Магнетитовый кварцит	2	Внемасштабные прослон, жилы
	Серпентинит		Қора выветривания
	Глинистые минералы		
	Каолинит		Монтмориллонит-хлори _т
	Гидрослюда		Монтмориллонит
	Хлорит		Шамозит
	Монтмориллонит-гидрослюда		Вермикулит

Рис. 3. Условные обозначения к петрографо-минералогическим разрезам коры выветривания.

Исходные породы: мигматизированные биотито-плагиоклазовые (лептитовые) гнейсы.

Исходная порода — однородный мелкозернистый лептитовый гнейс следующего состава: 10—15 Би-1—16 Кшп-23—30 Кв-40— 60 Пл₄₆₋₄₇±Мт.

К_в — типичная сквозная из существенно глинистых пород II—III степени разложения, которые в разрезе быстро и плавно сменяются, переходя на глуб. 228,50 м в совершенно свежий гнейс. Незначительные гипергенные изменения по трещинам, наблюдающиеся местами на больших глубинах (например, редкие доломитовые прожилки на глуб. 237,70 м, частичная псездоморфизации темно-цветных минералов на глуб. 250 м), рентгенографически не исследованы.

Глинистые породы характеризуются интенсивной импрегнацией тонкодисперсного гематита, которая создает макроскопически хорошо прослеживаемую зональность. Выделяются три зоны. Они соответствуют 3 интервалам выветренных пород на разрезе. 227,15—228,50 м. Серовато-белый каолинитизированный гнейс, лишенный гематитового пигмента, полевые шпаты полностью или частично каолинизированы, биотит большей частью свеж; структура и текстура реликтовые.

220,40—227,15 м. Выветренный гнейс с реликтовой тскстурой, интенсивно и равномерно пропитанный гематитом (окрашен в фиолетово-бурый цвет); кварц преимущественно сохранился, биотит гидратизирован.

217,80—220,40 м. Глинистая порода фиолетово-бурого цвета с зеленовато-серыми пятнами, лишь отчасти сохранившая исходную гнейсовидную текстуру. Появляется вторичная горизонтальная слоистость (полосчатость), обусловленная неравномерной импрегнацией дисперсным гематитом. Наложение горизонтальной текстуры на реликтовую наклонную хорошо прослеживается в обр. 315—103 (глуб. 218,0—218,1) и обр. 315—104 (глуб. 219,9— 220,1).

Состав глинистой фракции из всех описанных зон (7 рентгенографических определений) вопреки ожиданиям одинаковый каолинитовый. В небольшом количестве (5—10%) наблюдается гидрослюда. Вариации соотношений каолинита и гидрослюды незначительны и незакономерны. Как исключение, в обр. 315— 107 из нижней части КВ (глуб. 227,30 м) в небольшом гнезде зеленовато-серого глинистого вещества обнаружено присутствие хлорита (около 40%) и следы монтмориллонит-гидрослюды.

Таким образом, профиль КВ скв. 315 (Вока) характеризуется полным развитием каолинитовой зоны и отсутствием или слабым развитием (обр. 315—107) промежуточных зон.

## III Высокоглиноземистые гнейсы

Скв. 3114 (Мустайыэ)

Местонахождение: Кохтла-Ярвеский р-н, на левом берегу р. Мустайыэ, в 700 м западнее устья р. Метскюла.

Фундамент вскрыт в интервале 264,50-378,60 м.

Типы пород: мигматизированные гранат-, силлиманит- и графит-содержащие кордиерито-биотитовые гнейсы с маломощными прослоями биотитового микрогнейса, редкие жилы пегматоидного гранита.

KB:

Нижняя граница на глуб. 373,00 м.

Мощность: 108,50 м. Разрез неполный, верхние 24,50 м (свыше указанной мощности) пробурены без керна.

Кровля: пестроцветные алевролиты и песчаники Pt3gd.

Исходные породы: см. типы пород.

По Х. Коппельмаа (Коппельмаа 1964; Пуура и др. 1967⁵) разрез исходных высокоглиноземистых гнейсов (рис. 4) весьма однороден. Наблюдающиеся вариации состава сводятся к различию основных типов пород. Минеральные ассоциации их: кордиеритобиотитовые гнейсы — Би-Корд-Кв-Кшп-Пл±Сил±Гр±Му± ±Граф; биотитовые микрогнейсы — 10 Би-40 Кшп-Пл-45 Кв± ±Корд, Гр, Сил, Му. Граниты — Пл-Ми-Кв-Би, Му.

Разрез КВ, по которому имеется керновый материал, можно отнести к промежуточному типу, близкому к трещинному. Сложен он трещиноватыми породами I—II степени разложения, чисто глинистые породы в изучаемой части разреза не наблюдаются. Карбонатизация слабо и неясно выражена; отмечается она в основном на двух уровнях — 312,0 м и 337,0—340,0 м (рис. 4).

Окислы-гидроокислы железа (гетит и гематит) развиты пятнами и главным образом в верхней части разреза до глуб. 313,60 м.

Учитывая степень выветренности, Х. Коппельмаа (Коппельмаа, 1964) разбивает разрез на два крупных интервала: 1. 289,0— 346.0 м. Выветренные, слабо разрыхленные гнейсы, окрашенные в зеленовато-серые и буровато-серые цвета. Гнейсовидная текстура породы сохранилась. Плагиоклаз полностью разложен, микроклин лишь частично. Биотит частично замещен хлоритом, гидрослюдой и каолинитом. 2. 346,0—373,0 м. Слабо выветренные породы, в которых только полевые шпаты и кордиерит частично замещены глинистым материалом.

Верхний интервал исследован Х. Коппельмаа рентгенографи-

⁵ В. Пуура, Х. Коппельмаа, Я. Кивисилла, Т. Кууспалу, Х. Перенс, В. Мосина. Отчет по теме: Металлогеническая карта Эстонской ССР м-ба 1:500 000. II отчет: Результаты изучения кристаллического фундамента. 1967, ЭГФ.

# СКВ 3114 (МУСТАЙЫЭ)



Рис. 4. Профиль коры выветривания скв. 311А (Мустайыэ).

чески (6 определений порошковым фотометодом). Им обнаружены К и ГС, встречающиеся при преобладании то первого, то второго.

Дифрактометрические определения, выполненные нами (29 опр.), характеризуют также в основном верхний интервал. Только два образца отобраны с бо́льшей глубины.

Имеющиеся данные позволяют выделить две зоны глинистых образований (снизу вверх): зону монтмориллонит-хлорита (M-X) и зону монтмориллинит-гидрослюды-каолинита (M-ГС+К). Каолинитовая или гидрослюдисто-каолинитовая зона, обычно венчающая разрез такого типа, не обнаружена по всей вероятности из-за отсутствия керна на протяжении первых 25 м разреза.

Зона М-Х фиксирована одним определением ниже нижней кромки КВ. Монтмориллонит-хлорит, по структуре относящийся к неупорядоченному типу, присутствует в небольшом гнезде (диаметром 3—4 см) среди совершенно свежего кордиерито-биотитового микрогнейса. Гнездо представляет собой измененную (осветленную) часть гнейса зеленовато-серого цвета, в которой прослеживаются исходные структура и текстура и постепенный переход в свежую породу. Монтмориллонит-хлорит содержит незначительную примесь (10%) гидрослюды.

Зона М-ГС+К охватывает всю толщу выветренных пород. Преобладающим минералом является каолинит, содержание которого варьирует в пределах 40—90%. По дебаеграмме устанавливается, что каолинит представлен хорошоокристализованной разностью. Почти повсеместно наблюдается смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюда в количестве от 5% до 45%. Кроме того, в качестве примеси и спорадически присутствуют гидрослюда (в количестве до 50%) и хлорит (до 15%).

Соотношения глинистых компонентов в зоне М-ГС+К изменяются незакономерно. Не улавливается прямой связи глинистых продуктов с типами материнских пород и с уровнями карбонатизации (рис. 4). Правда, некоторые соображения можно высказать относительно интервала 313,0—322,0 м, невыделенного на геологическом разрезе, но отличающегося относительно высоким содержанием гидрослюды и хлорита и почти полным исчезновением монтмориллонит-гидрослюды. Исследование образцов этого интервала показывает, что они, в отличие от выше- и нижезалегающих пород, характеризуются повышенным содержанием графита, монотонной зеленовато-серой окраской и наличием на поверхностях зеркал скольжения и трещин тонких налетов более позднего пирита.

Возможно, что исчезновение монтмориллонит-гидрослюды и увеличение содержания гидрослюды и хлорита обязаны наложенным гидротермальным воздействием. Это предположение правдоподобно, если учитывать, что аналогичные изменения наблюдаются в разрезе скв. 312 (Кайдма). Скв. 1 (Каагвере)

Местонахождение: Тартуский р-н; на пойме р. Эмайыги у Каагвереской школы-интерната.

Фундамент вскрыт в интервале 473,00-499,40 м.

Типы пород: чарнокитизированные гиперстенсодержащие биотитовые и биотито-гиперстеновые гнейсы, лейкократовые микроклиновые граниты

KB:

Нижняя граница 479,80 м.

Мощность 6,80 м.

Кровля: светло-серый с ржавыми пятнами песчаник Pt3gd.

Исходные породы: чарнокитизированные гиперстено-биотитовые гнейсы.

Исходные породы представлены большей частью чарнокитизированными гиперстено-биотитовыми гнейсами. Только верхние 0,45 м разреза слагаются лейкократным крупнозернистым Би-Кв-Пл-Кшп-гранитом (рис. 5). Остальная часть разреза характеризуется исходной минеральной ассоциацией Гип-Би-Пл₄₀₋₄₅+ +Кшп±Кв±Мт, при значительном колебании количественных соотношений отдельных минералов. Кварц часто отсутствует, максимальные содержания его в чарнокитовых прослоях не



**СКВ. 1 (КААГВЕРЕ)** 

Рис. 5. Профиль коры выветривания скв. 1 (Каагвере).

превышают 20%. По химическому составу гнейсы соответствуют основным изверженным породам (Пуура и др., 1967).

КВ относится к промежуточному типу. По всей вероятности она существенно размыта, так как она слагается породами начальных степеней разложения (I—II) и лишена типичной каолинитовой зоны. Характерно отсутствие импрегнации окисламигидроокислами железа и четкой, макроскопически наблюдаемой зоны карбонатизации. Карбонатизация прослеживается в шлифах с глубины 477—480 м в виде доломитовых псевдоморфоз по гиперстену или в виде тонких доломитовых прожилок.

По рентгенографическим данным (11 анализов) КВ является существенно хлорито-каолинитовым. В меньших количествах встречаются монтмориллонит, гидрослюда и смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда. С учетом этих второстепенных составных частей в распределении глинистых минералов по профилю намечается неясно выраженная зональность. Можно выделить три зоны (снизу вверх): монтмориллонитовую (М), хлорито-каолинитовую с примесью монтмориллонит-гидрослюды (М-ГС+Х+К) и хлорито-каолинитовую с примесью гидрослюды (ГС+Х+К). 1) Зона М приурочена к свежим породам (0-вой степени разложения), располагающимся ниже уровня карбонатов. Монтмориллонит обнаружен исключительно в виде корок, покрывающих стенки трещин. Эти корки или налеты очень тонки, окрашены в зеленовато-черный цвет и имеют матовую поверхность. Монтмориллонит встречается в чистом виде или с небольшой примесью хлорита. По значению d (060) = 1,54 Å монтмориллонит относится к триоктаэдрическому типу, возможно, к сапониту.

Как показывают микроскопические наблюдения, монтмориллонит образуется в основном за счет гиперстена. Гиперстен является одним из наиболее легко разлагающихся минералов в коре выветривания кристаллического фундамента Эстонии вообще. В практически неизменных гнейсах, которые пересекаются трещинами с монтмориллонитовым покрытием, довольно часто попадаются разложенные зерна гиперстена. Псевдоморфозы слагаются чешуйчатым или пластинчатым агрегатом зеленоватого минерала, который по оптическим свойствам можно отнести к монтмориллониту (высокое двупреломление, составляющее не менее 0,020—0,030, и относительно низкие показатели преломления: Np'=N бальзама). Агрегаты монтмориллонита сопровождаются скоплениями окислов железа.

2) Зона М-ГС+Х+К располагается на глубине 474,00-479,80 м, т. е. в зоне карбонатизации и выше ее. Зона характеризуется изменчивыми содержаниями хлорита и каолинита, к которым примешиваются небольшие количества (около 10%) монтмориллонит-гидрослюды. Гнездовыми пробами на обр. 4108^A, глуб. 474,9 м установлено, что псевдоморфозы по гиперстену (и, частично, возможно, по биотиту) слагаются хлоритом с примесью каолинита, в то время как по полевым шпатам (плагиоклазу?) возникает каолинит с примесью монтмориллонит-гидрослюды. Под микроскопом наблюдаются в общем такие же взаимоотношения, хотя, нужно отметить, диагностика хлорита и монтмориллонит-гидрослюды связана с большими трудностями из-за изменчивости оптических свойств этих минералов.

3) Зона ГС + X + К выделяется условно, в основном по аналогии с другими разрезами. В данном профиле зона характеризуется на основе данных двух рентгенографических анализов. Отличие от предыдущей зоны состоит в исчезновении монтмориллонит-гидрослюды, в уменьшении содержания хлорита (до 10%) и в появлении гидрослюды. Образец, взятый из самой верхней части профиля, показывает относительно высокое содержание (до 40%) гидрослюды, ассоциирующей с каолинитом. Поскольку исходной породой здесь является гранит, то остается неопределенным, связано ли появление гидрослюды с общей зональностью КВ, или с изменением химизма исходной породы, или с наложенными процессами.

# Скв. 175 (Тоотси)

Местонахождение: Пярнуский р-н, окрестности пос. Тоотси; в 28,5 км на СВ от г. Пярну.

Фундамент вскрыт в интервале 435,0-491,6 м.

Типы пород: гнейсы двупироксеновые, пироксено-амфиболовые, гиперстеновые, гранито-гнейсы гиперстеновые.

KB:

Нижняя граница 462,6 м.

Мощность 27,6 м.

Кровля: серые песчаники Ст₁In.

Исходные породы: см. типы пород.

Преобладающими породами в разрезе скв. Тоотси являются двупироксеновые гнейсы, мелко- и среднезернистые, темно-зеленого цвета, местами гранитизированные. Исходная минеральная ассоциация: 30—70 Пл-5—35 (Ди±Гип)—0—20 Амф-0—20 Би. В наиболее выветренной части КВ исходные породы слагаются амфиболовыми гнейсами, со следующей ассоциацией минералов: 25—70 Пл-20—40 Амф-0—20 (Ди+Гип). Довольно часто в разрезе встречаются гранитизированные гиперстеновые гнейсы, темно-серого и зеленовато-черного цвета. Минеральный состав гиперстеновых гнейсов: 10—55 Пл-5—50 Гип-0—45 Кшп-0— —10 Амф-0—10 Би. Наиболее редкими являются гиперстеновые плагиогнейсы (60—90 Кв-10—3? Пл-Гип±Амф), (Kirs 1969). В целом породы скв. Тоотси по химическому составу близки к основным изверженным породам. КВ относится к трещинно-сквозному типу. В нем можно наблюдать постепенное изменение степени выветренности в глубину. Профиль КВ расчленяется на сквозную и трещинную части. Сквозная часть коры выветривания наблюдается до глубины 447,0 м. Глубже следует трещинная КВ (447,0—462,6 м), где гипергенные изменения не захватывают всю породу, а развиваются маломощными зонами, гнездами и по трещинам.

Ниже нижней кромки коры до конца разреза кристаллического фундамента, вскрытого скв. Тоотси, наблюдаются гипергенные изменения по трещинам.

В интервале 435,0—445,0 м исходные породы разложены, в основном, до III степени, реже до II, и превращены в глинистую массу, зеленовато-фиолетово- или серовато-фиолетово-пеструю. Только в отдельных образцах наблюдается сильная импрегнация окислами-гидроокислами железа. Микроскопические наблюдения показывают, что темноцветные силикаты, плагиоклазы и калишпаты превращены в глинистые минералы, которые пропитаны окислами-гидроокислами железа. Только местами встречаются реликты исходной структуры. В гранитизированных разновидностях сохранился кварц.

Начиная от глубины 445,0 м до конца разреза КВ (462,6 м) исходные породы находятся в начальной стадии выветривания (0-вой, I и реже II). В этой части разреза сильнее всего разложены темно-цветные минералы (гиперстен, диопсид, амфибол), а плагиоклазы и калиевые полевые шпаты частично, в основном по микротрещинам. Аналогичные изменения исходных минералов наблюдаются и глубже, до конца разреза, вскрытого скв. Тоотси.

Характерным является наличие нескольких зон карбонатизации. Наиболее интенсивные явления карбонатизации отмечаются на уровнях 445,0—447,0 м, 454,0—456,0 м, 466,0—467,0 м, 481,0— 482,0 м.

По рентгенографическим определениям (40 образцов), в разрезе скв. Тоотси можно выделить следующие зоны глинистых минералов (снизу вверх): 1) нижняя монтмориллонитовая (M), 2) хлорито-гидрослюдистая (X+ГС), 3) верхняя монтмориллонитовая (M), монтмориллонит-хлорито-гидрослюдистая (M--X+ГС), 5) монтмориллонит-гидрослюдистая (M-ГС) с гидрослюдой и каолинитом и 6) каолинитовая (K) с примесью гидрослюды и хлорита (рис. 6).

1) Нижняя монтмориллонитовая зона располагается в интервале 459,30—489,30 м и захватывает самую нижнюю часть коры выветривания (~3 м) и остальную часть разреза кристаллического фундамента, где гипергенные изменения развиваются среди свежих пород по трещинам и в виде гнезд. Исходные породы в этой части разреза слагаются двупироксеновыми, амфиболо-двупироксеновыми и гиперстеновыми гнейсами. Монтмориллониг

## СКВ. 175 (ТООТСИ)



Рис. 6. Профиль коры выветривания скв. 175 (Тоотси).

образовался за счет разложения темно-цветных силикатов (в первую очередь гиперстена) по трещинам. Наблюдаются также тонкие грязно-зеленые налеты на стенках трещин, которые при рентгенографических определениях оказываются монтмориллонитом.

Монтмориллонит присутствует в чистом виде, реже с примесью хлорита (10%), каолинита, гидрослюды и относится к триоктаэдрическому типу, по-видимому, к сапониту.

Из этой нижней зоны монтмориллонита нужно выделить интервал 466,0—467,60 м, где в рентгенографически проанализированных образцах (2 анализа) монтмориллонит отсутствует. Глинистый минерал представлен здесь смешанно-слойным монтмориллонит-хлоритом. Монтмориллонит-хлорит присутствует в чистом виде. В том же интервале отмечается карбонатизация. Исходными породами этой части разреза являются гиперстеновые гнейсы и гиперстеновые гранито-гнейсы.

2) Хлорито-гидрослюдистая зона расположена на глубине 454,3—459,0 м. Исходные породы представлены гиперстеновыми и биотито-двупироксеновыми гнейсами. Из глинистых минералов присутствуют гидрослюда (45—60%) и хлорит (50—55%) и в одном образце смешанно-слойный монтмориллонит-хлорит. В образце с монтмориллонит-хлоритом встречаются жилки доломита.

3) Верхняя зона монтмориллонита приурочена к трещинной части коры выветривания (449,0—453,9 м). Исходными породами являются здесь двупироксеновые гнейсы и гиперстеновые гранито-гнейсы. Глинистый минерал покрывает стенки трещин в виде темнозеленого вещества с матовой поверхностью. По данным рентгенографических определений монтмориллонит присутствует в чистом виде. Только один образец содержит каолинит (10%), один — хлорит (10%). Судя по межплоскостному расстоянию рефлекса (060) (1,53—1,54 Å), монтмориллонит относится к триоктаэдрическому ряду и, по-видимому, является сапонитом.

4) Монтмориллонит-хлорито-гидрослюдистая зона приурочена к гиперстено-амфиболовым гнейсам (445,30—446,80 м). Эта зона совпадает с зоной карбонатизации. Характерными глинистыми минералами являются здесь гидрослюда (20—80%) и смешанно-слойный монтмориллонит-хлорит (20—50%), в одном образце — хлорит (40%).

5) Выше отмечается маломощная зона (445,0—445,3 м) монтмориллонит-гидрослюды. Исходные породы — гиперстено-амфиболовые гнейсы. Характерным глинистым минералом здесь является смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда (40— 60%). Названный минерал в данном разрезе нигде больше не встречается. Из других глинистых минералов присутствуют гидрослюда, каолинит и хлорит. 6) К верхам разреза (435,0—445,0 м) приурочена каолинитовая зона. Исходные породы представлены пироксено-амфиболовыми гнейсами, которые, в основном превращены в бесструктурную глинистую массу. Каолинит присутствует в чистом виде, или же в смеси с гидрослюдой (5—10%) и хлоритом (10%). В низах зоны каолинита присутствует смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда (10%).

В этой части разреза отмечаются импрегнации окислами и гидроокислами железа.

# Скв. 173 (Селисте)

Местонахождение: Пярнуский р-н, полуостров Тыстамаа, в 27,5 км к ЗЮЗ от г. Пярну.

Фундамент вскрыт в интервале 586,0-623,20 м.

Типы пород: гнейсы гиперстеновые, амфиболо-двупироксеновые, биотито-амфиболовые и гранито-гнейсы калишпатовые.

KB:

Нижняя граница 583,0 м.

Мощность 15,0 м.

Кровля: песчаник крупнозернистый, серый Cm1ln.

Исходные породы: пироксеновые гнейсы с амфиболом и биотитом, гиперстеновые гнейсы, биотито-амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы.

Из исходных пород преобладающими являются пироксеновые гнейсы с исходной минеральной ассоциацией: 30—70 Пл-5— —35 (Гип+Ди)-0—20 Амф-0—20 Би. Гиперстеновые гнейсы обладают следующим составом: 10—55 Пл-5—50 Гип-0—45 Кшп— -0—40 Кв-0—10 Би. Биотито-амфиболовые гнейсы средне- и мелкозернистые, темнозеленые, с исходной минеральной ассоциацией: 25—70 Пл-20—40 Амф-0—10 Кв+Би.

КВ относится к трещинно-сквозному типу. Как и в разрезе скв. Арэ, так и здесь отличительной чертой является присутствие шамозита в профиле глинистых продуктов КВ. В интервале 568,0—583,0 м исходные породы разложены в основном, до II степени, только в нижней части — до I степени. Общие черты исходной текстуры и структуры сохранились. Выветренная порода имеет характерную серовато-зеленую окраску; импрегнации окислами-гидроокислами отсутствуют. В нижней части коры выветривания (581,5—583,0 м) отмечается карбонатизация. Разложением захвачена и остальная часть разреза кристаллического фундамента, но только в виде узких зон возле стенок трещин, а также в виде гнезд.

По рентгенографическим определениям (15 образцов) в профиле четко выделяется верхняя шамозито-монтмориллонит-гидрослюдистая зона (Ш+М-ГС), которая охватывает почти всю

## СКВ. 173 (СЕЛИСТЕ)



Рис. 7. Профиль коры выветривания скв. 173 (Селисте).

выделенную КВ. В нижней части разреза доминирующим минералом является монтмориллонит; но в больших количествах, даже в чистом виде, присутствует и гидрослюда (рис. 7). В виде примеси встречаются хлорит и в одном образце вермикулит.

В интервале 592,1—622,6 м чаще других глинистых минералов встречается монтмориллонит. Монтмориллонит образует тонкие грязно-зеленые налеты на стенках трещин. Он определен также в выветренных породах возле стенок трещин. Монтмориллонит присутствует в чистом виде и в смеси с хлоритом (20 и 40%).

На глубинах 609,9 м и 592,1 м рентгенографическим методом во фракции менее 0,001 мм определена гидрослюда, мономинеральная и в смеси с хлоритом (25%). Гидрослюда образует зеленовато-черные корки на стенках трещин. Эти корки, в отличие от монтмориллонитовых, имеют гладкую блестящую поверхность.

В образце с глубины 591,0 м обнаружен вермикулит (50%) и хлорит (50%).

Таким образом, в описанной нижней части разреза не наблюдается четкой зональности распределения глинистых минералов.

В интервале 586,0—586,5 м характерными глинистыми минералами являются смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда и шамозит. Количество монтмориллонит-гидрослюды колеблется в пределах 50—60%, в одном образце 100%, шамозита — 30—50%. В образце с глубины 581,2 м отсутствует монтмориллонит-гидрослюда; вместо нее присутствует монтмориллонит (70%) в смеси с шамозитом.

Чтобы более точно установить распределение фаз (М-ГС и Ш) в выветренной породе, нами был дополнительно фотометодом изучен обр. 9523 (глуб. 571,0 м). Порода II степени разложения, с сохранившейся структурой, зелено-пестрая. На фоне общей бледно-зеленой массы выделяются мелкие пятна ярко-зеленого цвета, представляющие собой псевдоморфозы по темно-цветным силикатам. Из образца были отобраны три точечные пробы. Зеленые псевдоморфозы по темно-цветным минералам, согласно оказались монтмориллонит-гидрослюдистыми. определению, Бледно-зеленое землистое вещество из основной массы дала рентгенограмму шамозита. Шамозит определен также в третьей пробе, отобранной из жилоподобного образования мощностью 2-6 мм серовато-зеленой окраски, пересекающего выветренную породу.

Полученные данные хорошо согласуются с микроскопическими наблюдениями. Псевдоморфозы по темно-цветным минералам слагаются монтмориллонит-гидрослюдой, в шлифе зеленой, с хорошо выраженным плеохроизмом и высокими цветами интерференции. Шамозит присутствует в очень тонкодисперсной массе, зеленоватой или слегка буроватой, которая частично образуется по монтмориллонит-гидрослюде.

## Скв. Тапа

Местонахождение: г. Тапа, на юго-западной окраине города, в 2,6 км юго-западнее ж. д. станции.

Фундамент вскрыт в интервале 311,40-366,60 м.

Типы пород: лейкократовый амфиболизированный габбронорит гнейсовидной текстуры, пронизанный редкими маломощными жилами гранитоида.

KB:

Нижняя граница на глуб. 325,5 м. Мощность 14,10 м. Кровля: буровато-желтый песчаник Pt₃gd. Исходные породы: см. типы пород.

Разрез КВ скв. Тапа является примером КВ сквозного типа. В нем можно проследить постепенное изменение степени выветренности в глубину, причем малую роль играет трещиноватость пород. Уже макроскопически намечается четкая зональность КВ.

Основным исходным типом породы является амфиболизированный габбро-норит гнейсовидной текстуры весьма постоянного состава: 0—5 Би-10—15 Пир+М Пир-20—25 Амф-55— —65 Пл₄₅₋₄₉+Мт±Кв. Кроме того, в виде маломощных жил (0,20—0,30 м) в КВ встречается Би-Пл-Кв-Ми-гранит (Пуура и др., 1967).

Профиль КВ скв. Тапа изучен детально Х. Коппельмаа (Коппельмаа, 1964; Пуура и др., 1967). На основе макроскопического, микроскопического и рентгенографического изучения (10 определений порошковым фотометодом) он выделяет 3 плавно переходящие одна в другую зоны (снизу вверх): зону дезинтеграции, зону выщелачивания и зону глинистых продуктов.

По Х. Коппельмаа зона дезинтеграции (324,0—325,5 м) слагается крепкой темной с вишнево-красным оттенком породой, в которой встречаются трещины, заполненные карбонатным веществом. Под микроскопом основные изменения выражаются в развитии гидроокислов и окислов железа по трещинам.

Зона выщелачивания (320,0—324,0 м) слагается слегка выветренной крепкой породой, в которой амфибол и пироксен замещены карбонатом, а плагиоклаз частично каолинитизирован.

Зона глинистых продуктов (311,4—320,0 м) представлена пятнистой существенно глинистой породой, в профиле которой на основе характера импрегнации и сохранения первичных структур-текстур выделяются 4 подзоны:

а) 316,4—320,0 м. Выветренная порода имеет зеленоватосерый цвет; импрегнация окислами-гидроокислами железа отсутствует; присутствуют карбонаты. б) 313,8—316,4 м. Порода от импрегнации дисперсным гематитом окрашена в вишнево-красный цвет.

в) 312,8—318, 8 м. Порода окрашена гидрогетитом (гетитом) в охристо-желтый цвет.

г) 311,4—312,8 м. Порода сильно пигментирована гематитом; первоначальная структура и текстура исходной породы не сохранились.

Из-за недостатка образцов профиль КВ скв. Тапа нами изучен не в полном объеме, а лишь в пределах верхней зоны (зоны глинистых продуктов). В этой зоне снизу вверх намечается отчетливая замена ассоциаций глинистых минералов (рис. 8) и

Глин. Геолог. No минепробы разрез Петрографическая характеристика ралы 50 100% 31140 Габбро-норит, с жилами гранитоида, пропитанный гидроокислами железа, сильно выветренный Габбро-норит, импрегнированный соединениями железа. сильно выветренный 345 Габбро-норит, разгнейсованный, слабо импрегнированный гидроокислами и окислами железа, выветренный 320 Габбро-норит, мелко- и среднезернистый, разгнейсованный, слабо выветренный 325

СКВ. ТАПА

Рис. 8. Профиль коры выветривания скв. Тапа.

выделяются две зоны глинистых продуктов: 312,8—320,0 м зона ГС+К+М-ГС и 311,4—312,8 м зона К.

В первой зоне преобладает смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда в смеси с каолинитом и гидрослюдой. Во второй зоне основным глинистым минералом является каолинит. Вместе с ним в небольшой примеси может присутствовать гидрослюда. Характерно, что зоны пигментации окислами-гидроокислами железа прямо не связаны с выделяемыми зонами глинистых минералов.

В то же время отчетливо выражается тенденция увеличения содержания каолинита к верхам разреза.

## Скв. 2 (Отепя)

Местонахождение: Валгаский р-н, оз. Пюхаярве; территория Пюхаярвеского санатория, 200 м севернее северного берега озера.

Фундамент вскрыт в интервале 606,80-649,40 м.

Типы пород: биотито-гиперстено-ортоклазовые и биотитоортоклазовые гнейсы, полевошпатовые кварциты, серпентиниты, ортоклазовые граниты (типа мигматитообразующих).

KB:

Нижняя граница на глуб. 631,00 м. Мощность 24,20 м.

Кровля: вишнево-красный алевролит Pt₃gd.

Исходные породы: серпентиниты, биотито-ортоклазовые гнейсы, в небольшом объеме — граниты.

К группе серпентинитов разрез скв. Отепя отнесен условно, так как исходные породы представлены толщей переслаивающихся биотито-гиперстено-ортоклазовых гнейсов и серпентинитов, в которой серпентиниты занимают меньшую часть. Учитывалось обстоятельство, что серпентиниты скв. Отепя до сих пор являются единственной находкой ультраосновных пород в кристаллическом фундаменте Эстонии.

Профиль КВ скв. Отепя является одним из наиболее детально изученных. Разрез изучен под микроскопом (23 шлифа). Одновременно профиль КВ является достаточно полным и обнаруживает четкую зональность распределения глинистых минералов по вертикали. С учетом изложенного к описанию прилагаются дифрактометрические кривые характернейших смесея глинистых минералов.

Характер переслаивания исходных пород изображен на рис. 9. Гнейсы — метаморфические породы гнейсового облика, мелкодо среднезернистого сложения, отличающиеся отсутствием или малым количеством кварца. Ассоциация: 10—35 Би-15—20 Гип--60—65 Орт. Серпентинит состоит существенно из хризотила; в небольшом количестве присутствуют зеленоватая в шлифе шпинель и, участками, флогопит. Структурный рисунок соответствует оливиновой или пироксено-оливиновой породе; текстура массивная. Гранит, встречающийся в виде маломощных прослоев, слагается неравномерно-крупнозернистым агрегатом Би-Кв-Орт. В целом породы разреза характеризуются большим содержанием калия и магния и сравнительно небольшим содержанием кремния и кальция.

6 Труды по геологии VI

## СКВ. 2 (ОТЕПЯ)



Рис. 9. Профиль коры выветривания скв. 2 (Отепя).

КВ промежуточного типа, близкая к сквозной и относительно полная. Разрез слагается породами главным образом II и III степени разложения, реже — І. Ниже нижней границы КВ (631.0 м) явления выветривания отмечаются редко и в небольших масштабах. Рентгенографически они не изучены. Микроскопическое изучение показывает, что здесь в псевдоморфозах по гиперстену может присутствовать монтмориллонит, который пока в разрезе скв. Отепя не обнаружен. Карбонатизация наблюдается на двух уровнях. На первом уровне, на глубине около 622 м, встречаются жилки мощностью до 1,5 см розоватого доломита с единичными прозрачными кристалликами кальцита в полостях жилок. Второй уровень приурочен к самому нижнему горизонту КВ на глубине 628,9-630,0 м. Здесь карбонатизация проявлена более интенсивно. Кроме прожилок розоватого доломита карбонаты --- доломит, кальцит и анкерит (определены рентгенографическим методом) — замещают основную массу выветренного серпентинита. Несколько ниже, по трещинам в свежих серпентинитах встречаются корки кальцита с гладкой опалевидной поверхностью.

На основе рентгенографического анализа фракции менее 0,001 мм в профиле КВ уверенно выделяются 4 зоны (снизу вверх): монтмориллонит-хлоритовая (М-Х), хлорито-монтморил-



Рис. 10. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного зеленовато-бурого серпентинита из скв. 2 (Отепя), обр. 4090, глуб. 622,5 м (смешанно-слойная монтмориллонит-хлорит)

83

6*

лонит-гидрослюдистая (Х+М-ГС), каолинито-монтмориллонитгидрослюдистая (К+М-ГС) и каолинитовая (К) (рис. 9).

1. Зона М-Х (628,3—631,0 м). Смешанно-слойный монтмориллонит-хлорит встречается исключительно в узкой зоне непосредственно над свежими породами. Исходной породой является серпентинит, который разложен в І—III степени и большей частью карбонатизирован. Выветрелый серпентинит — рыхлая серая или зеленовато-серая с бурыми пятнами порода. М-Х наблюдается как единственный глинистый новообразованный минерал, или, в верхней части зоны, совместно с гидрослюдой. Количество гидрослюды небольшое: 10—20%; содержание ГС достигает максимума (80%) несколько выше по разрезу, в обр. 4088^в (глуб. 628,20 м), относящемся уже к следующей зоне.

М-Х в необработанных ориентированных препаратах характеризуется серией базальных рефлексов с межплоскостными расстояниями 14,02 Å (002), 7,16 Å (004), 4,73 Å (006) (рис. 10). После насыщения препарата глицерином межплоскостные расстояния увеличиваются соответственно до 15,50 Å, 7,50 Å; после нагревания при 500° в течение двух часов (002) уменьшаются до 12,45 Å. Рефлекс первого порядка величиной 28—30 Å в природных образцах наблюдается редко, но он появляется обычно в нагретом образце и с межплоскостным расстоянием около 23 Å.

По приведенной характеристике данное смешанно-слойное образование можно отнести к неупорядоченному монтмориллонит-хлориту с тенденцией к упорядоченному. Очень вероятно, в образцах сосуществуют фазы М-Х с различной долей монтмориллонита и с различной степенью упорядоченности, из которых часть приближается к корренситу.

Под микроскопом М-Х однозначно не диагносцируется, что, по-видимому, обусловлено его неупорядоченной, гетерогенной природой. Определение М-Х осложняется еще тем, что в породе обычно присутствуют гидрослюда и реликтовый серпентин. ГС слагает массы бесцветных или зеленоватых со слабым плеохроизмом чешуек с высоким двупреломлением. Иногда она (обр. 4092⁶, глуб. 630,30 м) образует радиальнолучистые агрегаты в жилоподобных колломорфных образованиях карбоната, которые отлагались в позднюю стадию выветривания. Возникновение гидрослюды за счет серпентина обусловлено, по-видимому, притоком богатых калием и алюминием растворов сверху, с выщелачиванием вышезалегающих калиевых гранитов (рис. 9).

Кроме гидрослюды и пробуревшего остаточного хризотила в шлифах наблюдаются тонкие чешуйчатые и волокнистые агрегаты различных тонов зеленоватого цвета, обладающие широкой вариацией оптических свойств. Учитывая, что эти агрегаты имеют склонность выкрашиваться при изготовлении шлифа, намекая на разбухающий характер минерала, можно их предположительно отнести к монтмориллонит-хлориту. Цвет М-Х зеленоватый, иногда с синеватым оттенком, грязно-зеленый, очень часто буровато-зеленый; величина двупреломления варьируется от хлоритовой до почти гидрослюдистой, преимущественно же промежуточна между ними, порядка 0,008—0,012.



Рис. 11. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного биотито-гиперстенового гнейса из скв. 2 (Отепя), обр. 4082 В, глуб. 619,0 м (смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда и хлорит).
2. Зона X+М-ГС занимает почти половину разреза (617,0— 628,3 м), которая слагается преимущественно породами II степени разложения Зона характеризуется наличием во фракции менее 0,001 мм переменных количеств хлорита и монтмориллонит-гидрослюды. Для зоны в целом М-ГС преобладает (40— 90%) над X (10—60%), однако, пропорция их закономерно



Рис. 12. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного мигматизированного серпентинита из скв. 2 (Отепя), обр. 4087А, глуб. 622,5 м смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда и хлорит).

изменяется в профиле. Хлорит более распространен в нижней части зоны; вверх его содержание постепенно уменьшается. В качестве второстепенной случайной примеси встречается каолинит. Граница с вышележащей зоной К+М-ГС постепенная и выражается в дальнейшем уменьшении количества хлорита, в исчезновении его и в появлении каолинита. Переход от нижней М-Х зоны резок, через локальный максимум гидрослюды.

Монтмориллонит-гидрослюда устанавливается по серии базальных рефлексов при 10,50—11,63 Å, 4,87—5,01 Å, 3,23—3,30 Å. Из них только первый обладает значительной интенсивностью (рис. 11 и 12). Насыщенные этиленгликолем препараты дают следующие величины межплоскостных расстояний: 12,45— 13,20 Å, 9,83—10,05 Å, 5,10—5,16 Å, 3,33—3,35 Å. После прокаливания при 500° наблюдаются рефлексы с межплоскостными расстояниями 9,90—10,10 Å, 4,98 Å, 3,33 Å.

Приведенные цифры свойственны неупорядоченной смешанно-слойной монтмориллонит-гидрослюде, в которой доля монтмориллонита по Уиверу (Weaver, 1956) составляет 15—35%, чаще 20—30%. По данным порошковых рентгенограмм М-ГС принадлежит к диоктаэдрическому типу (d(060) = 1,50 Å). Хлорит рентгенографически характеризуется пиком (001) около 14 Å.

Монтмориллонит-гидрослюда в чистом виде не встречается. Как и в случае смешанно-слойного монтмориллонит-хлорита, микроскопическое определение М-ГС связано с большими трудностями. Исходя из сопоставления рентгеновских данных с изученными образцами и шлифами, можно М-ГС характеризовать следующим образом. М-ГС характерна породам II степени разложения, слабо импрегнированным окислами-гидроокислами железа (импрегнация местная, за счет разложения темно-цвегных минералов), буровато-зеленовато-пестрого и зеленовато-серогоцвета. Точечные рентгенографические пробы показывают, что наибольшие содержания М-ГС дают зеленоватые — бледно-зеленоватые, серо-зеленоватые, желто-зеленоватые землистые агрегаты, внешне напоминающие т. н. гидрохлорит и развивающиеся в виде псевдоморфоз по гиперстену, но и в виде мелких гнезд и прожилок.

Под микроскопом свойства М-ГС переменны, в зависимости от агрегатного состояния и, возможно, от степени «монтмориллонитизации». Наиболее часто М-ГС присутствует в псевдоморфозах по гиперстену. Эти псевдоморфозы имеют ячеистое или пластинчатое строение, заленоватую или буровато-желтую окраску (от примеси окислов-гидроокислов железа) и неоднородную, нередко высокую интерференционную окраску. В предшествовавших петрографических описаниях они обычно именовались серпентиновыми, хлоритовыми и боулингитовыми. М-ГС в них образует мелкие пластинки грязно-зеленого или желто-зеленого цвета с заметным плеохроизмом и высоким двупреломлением, доходящим до 30 тысячных (шл. 4088, глуб. 626,60 м). В других случаях (шл. 4079, глуб. 611,90 м) М-ГС слагает волокнистые стенки ячеек псевдоморфоз, в то время как ядра ячеек сложены чешуйчатой



Рис. 13. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного биотито-гиперстеноортоклазового гнейса из скв. 2 (Отепя), обр. 4081Г, гл. 616,20 м (смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда и каолинит).

хлоритовой массой. Более тонкодисперсные чешуйчатые разности слабее окрашены, слегка зеленоваты, неплеохроичны, с величиной двупреломления около 0,009—0,020. Последние развиваются по трещинам в породе, по калишпату и, отчасти, по-видимому, по биотиту при сильной гидратизации его в верхних горизонтах зоны (шл. 4079, глуб. 611,90 м; шл. 4082, глуб. 618,00 м). Во всех



Рис. 14. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного мигматизированного серпентинита из скв. 2 (Отепя), 4081, гл. 614,50 м (каолинит и смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюда).

случаях показатели преломления М-ГС выше N бальзама. М-ГС довольно часто несет следы разбухания в процессе шлифования, в виде раскрытия трещин, крошения части материала и т. д.

3. Зона К+М-ГС, как и предыдущая, имеет значительную мощность (611,0—617,0 м). Она характеризуется переменными количествами монтмориллонит-гидрослюды и каолинита (рис. 13) и небольшой случайной примесью хлорита и гидрослюды. Намечается тенденция уменьшения содержания М-ГС и увеличения К кверху, с постепенным переходом в верхнюю каолинитовую зону (рис. 14). Выветренные породы — глинистые, II и III степени разложения, зеленовато-буро-пестрые, в верхней части зоны бурые и фиолетово-бурые от импрегнации соединениями железа.

Рентгенографически М-ГС аналогична описанному в предыдущей зоне.

4. Каолинитовая зона (К) (606,80—611,0 м). Здесь резко преобладает каолинит (60—100%) (рис. 15). Монтмориллонит-гидрослюда встречается спорадически (до 20%) в нижней части зоны. Вместо нее появляется примесь разбухающей гидрослюды (5—10%). Выветренные породы представлены, в основном, серпентинитами III степени разложения, которые участками сильно импрегнированы гематитом. Каолинит, по микроскопическим наблюдениям, присутствует преимущественно в виде тонкочешуйчатого агрегата; лишь изредка наблюдаются индивидуализированные червеобразные выделения, длиной до 0,2 мм (шл. 4072, глуб. 608,90 м и шл. 4074, глуб. 609,90 м). По рентгенографическим данным каолинит хорошо окристаллизован. Так, в порошковых рентгенограммах устанавливаются четкие рефлексы в интервале 4,5—3,5 Å, 4,36 Å, 4,18 Å, 3,85 Å и в интервале 3,5— 2,5 Å — пять рефлексов.

В целом профиль КВ скв. Отепя может служить хорошим примером вертикальной зональности выветривания. Если общий набор глинистых минералов определяется валовым составом пород разреза (и. очевидно, стадией выветривания), то состав глинистых продуктов в какой-то конкретной точке разреза прямо не зависит от субстрата. Выделяемые зоны пересекают прослои исходных пород различного состава (рис. 9). В ходе выветривания происходила существенная миграция элементов с тенденцией к выравниванию состава фильтрирующихся растворов. Об этом лучше всего свидетельствует полная каолинитизация верхних маломощных прослоев серпентинита. Границы между зонами, как правило, плавные. Единственное исключение - резкий переход к нижней монтмориллонит-хлоритовой зоне — объясняется эффектом увеличения роли микросреды со снижением интенсивности разложения. Прослой серпентинита, оказавшийся подошвой КВ, по-видимому в силу своих механических свойств, при разложении создал свою микросреду, сильно щелочную (карбонаты!) отличную от существовавшей выше.

Особо нужно подчеркнуть еще то, что постепенный характер переходов между зонами характеризуется не только сменой одного глинистого минерала другим, но и закономерным изменением количественных соотношений их с естественными отклонениями от идеальной схемы. Это обстоятельство дает основание утверждать, что примененная методика полуколичественного анализа смесей глинистых минералов при данной детальности вполне себя оправдывает.



Рис. 15. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного серпентинита из скв. 2 (Отепя), обр. 4072, гл. 608,90 м (каолинит).

Скв. Ф2 (Вока)

Местонахождение: Кохтла-Ярвеский р-н, в 9,5 км на ВСВ (аз. 80°) от г. Иыхви, на берегу р. Пюхайыги возле шоссе Таллин—Ленинград. Находится в 300 м южнее скв. 315 (Вока).

Фундамент вскрыт в интервале 226,60—310,50 м. Типы пород: магнетитовые кварциты различного состава с маломощными жилами гранита.

KB:

Нижняя граница 243,60 м.

Мощность 17,00 м.

Кровля: ожелезненный гравелитистый алевролит Pt3gd.

Исходные породы: магнетитовые кварциты пироксено-гранатовые и амфиболо-гранатовые.

Исходная порода довольно однообразная, гнейсовидной, тонкослоистой и массивной текстуры. Минеральная ассоциация: 0—20 Би-0—20 МПир-0—20 РПир-0—35 Пл-0—40 Гр-0—60 Амф--10—50 Мт — 10—75 Кв±Кшп. КВ трещинно-сквозного типа, но более близкая к сквозному.

КВ слагается в интервале 226,60-241,00 м разрыхленными красно-бурыми породами с импрегнацией окислов и гидроокислов железа. Из первичных минералов частично сохранились кварц и магнетит. Темно-цветные силикаты полностью разложены и превращены в бурые железистые агрегаты. Степень разложения в этой части разреза является II и, реже, III. В интервале 241,0-243,5 м породы серые со слабой импрегнацией окислов-гидроокислов железа, степень разложения II. Ниже нижней границы КВ, в свежих породах, гипергенные изменения развиты по трещинам и отдельными гнездами в виде темно-зеленого или зеленоваточерного глинистого материала. По рентгенографическим определениям (26 определений) КВ является существенно каолинитовой с примесью гидрослюды. В меньших количествах присутствуют смешанно-слойные монгмориллонит-гидрослюда и монтморилоннит-хлорит. По профилю намечается ясно выраженная зональность и можно выделить три зоны глинистых минералов (снизу вверх): монтмориллонит-хлоритовую (М-Х), каолинитомонтмориллонит-гидрослюдистую (К+М-ГС) и гидрослюдисто-каолинитовую (ГС+К) (рис. 16).

1) Зона М-Х приурочена к свежим породам, где разложение отмечается в виде гнезд и по трещинам. Выше этого уровня отмечается карбонатизация пород. Смешанно-слойный монтмориллонит-хлорит (рис. 17) встречается в чистом виде или с небольшой примесью гидрослюды. По значению рефлекса 060 монтморилло-

**CKB. Φ** 2 (BOKA)



Рис. 16. Профиль коры выветривания скв. Ф2 (Вока).

нит-хлорит относится к триоктаэдрическому типу. Исхедной породой в этой части разреза являются магнетитовый кварциг, амфиболо-гранатовый.

2) Зона К+М-ГС располагается на глубине 242,5—243,5 м, выше зоны карбонатизации. Зона характеризуется смешаннослойной монтмориллонит-гидрослюдой, количество которой колеблется от 50—65%, и каолинитом (35—50%) (рис. 18). Исходные породы являются здесь пироксено-гранатовыми магнетитовыми кварцитами.

3) Зона К+ГС приурочена к красно-бурым и пестро-цветным породам в интервале 226,60—241,0 м. В этой зоне резко пре-



Рис 17. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного амфиболо-гранатомагнетитового кварцита из скв. Ф2 (Вока), обр. 26, гл. 247,6 м (смешаннослойный монзмориллонит-хлорит).



Рис. 18. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного пироксено-гранатомагнетитового кварцита из скв, Ф2 (Вока), обр. 24, гл. 243,4 м (смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюда и каолинит).

обладающим новообразованным глинистым минералом является каолинит, который иногда присутствует в чистом виде. Количество гидрослюды колеблется здесь от 5% до 20%, редко до 40% (рис. 19 и 20). По данным порошковых рентгенограмм каолиниты плохо окристаллизованы. Кроме глинистых минералов, всегда во фракции менее 0,001 мм присутствует гематит и ге-



Рис. 19. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного пироксено-гранатомагнетитового кварцита из скв. Ф? (Вока), обр. 12, гл. 233,50 м (каслинит и гидрослюда).

ит. В верхней части КВ преобладающим (по-видимому) являтся гетит, в нижней части — гематит.



Рис. 20. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного пироксено-гранатомагнетитового кварцита из скв. Ф2 (Вока), обр. 14, гл. 235,5 м (гидрослюда и каолинит).

7 Труды по геологии VI

# VIII Разрезы с чередованием различных типов пород

Скв. 171 (Арэ)

Местонахождение: Пярнуский р-н, в 17,5 км к С от г. Пяр ну, окрестности дер. Арэ.

Фундамент вскрыт в интервале 446,2-505,7 м.

Типы пород: гранито-гнейсы биотитовые, амфиболо-пироксє новые и биотито-амфиболовые, гнейсы амфибс ловые, биотитовые, пироксеновые, двупирс ксеновые, двупироксено-амфиболовые, гранити калишпатовые.

KB:

Нижняя граница на глуб. 454,4 м.

Мощность 8,2 м.

Кровля: алевролит светло-серый Ст.ln.

Исходные породы: гранито-гнейсы биотитовые, амфибо ло-пироксеновые, биотито-амфиболо вые; гнейсы пироксено-амфиболовые биотито-пироксено-амфиболовые.

Исходные породы представлены большей частью гранито гнейсами биотито-амфиболового, амфиболо-пироксенового, био тито-амфиболо-пироксенового и биотитового состава. Исходная минеральная ассоциация: 15—85 Кшп-10—60 Кв-0—55 Пл±Амф Би, Пир. Только отдельные части разреза представлены гнейсами биотито-пироксено-амфиболовыми (25—70Пл-20—40Амф-5—20 (Гип+Ди)±Би) (Kirs, 1969).

КВ относится к промежуточному типу. По всей вероятности самые верхние части (~1 м) разреза КВ переотложены. Слагаются они светло-серыми гравелитистыми породами с большим количеством глинистого цемента. В интервале от 447,0 м до 454,4 м исходные гранито-гнейсы разложены до II степени. Характерно отсутствие импрегнации окислами-гидроокислами железа, зоны карбонатизации также не наблюдаются.

Далее до конца разреза кристаллического фундамента гипергенные изменения наблюдаются по трещинам, редко в виде гнезд.

По рентгенографическим определениям (13 образцов) выделяются 3 зоны глинистых минералов (снизу вверх): 1) монтмориллонитовая (M), 2) гидрослюдисто-шамозитовая ( $\Gamma C + III$ ) и 3) гидрослюдисто-каолинитовая ( $\Gamma C + K$ ) (рис 21).

1) Монтмориллонитовая зона (458,1—486,4 м) приурочена к свежим породам, где разложение отмечается в виде гнезд и по трещинам. Монтмориллонит присутствует в чистом виде или с небольшой примесью хлорита (10—20%). По значению рефлек-



СКВ. 171 (АРЭ)

Рис. 21. Профиль коры выветривания скв. 171 (Арэ).

7*

са (060) монтмориллонит относится к триоктаэдрическому тип по-видимому, к сапониту. Микроскопические наблюдения пока зывают, что монтмориллонит образуется при разложении гипец стена, редко клинопироксена (шл. 7740), слагая псевдоморфс зы по ним. По оптическим свойствам аналогичен встреченном в других разрезах KB.

Ниже монтмориллонитовой зоны, в образце с глубины 496,0 к определена смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда, смеси с хлоритом (10%).

2) Зона ГС-Ш располагается на глубине 448,0—458,1 м. Вь ветренный гранито-гнейс сохранил свою исходную текстуру структуру, но имеет светло-зеленую окраску, очень характеризует для тех пород, которые содержат шамозита (30—40%, в одном об разце 95%) и гидрослюды (5—60%). Кроме названных минерг лов в отдельных образцах присутствуют еще каолинит (10 70%), хлорит (10%) и смешанно-слойная монтмориллонит-гил рослюда (20%). В шлифах видно, что шамозит образует черве образные каолинитоподобные агрегаты (шл. 7724), с заметнык плеохроизмом. Более детально оптические свойства шамозит характеризуются в описании этого минерала

3) Самая верхняя часть разреза (446,20—447,9 м), по-види мому, является переотложенной, имеет светло-серую, почти бе лую окраску, и резко отличается от нижележащих пород. По, микроскопом порода слагается зернами и осколками кварца сцементированнными глинистой массой. Глинистые минераль представлены каолинитом (60—95%) и гидрослюдой (5—40%) Оба они присутствуют в виде мелких чистых чешуек с характер ными оптическими свойствами, благодаря чему они легко опре деляемы оптически (шл. 7722, глуб. 446,50 м).

Скв. Ф 7 (Тюрсамяэ)

Местонахождение: Кохтла-Ярвеский р-н, в 1,5 км к СЗ от г. Силламяэ, дер. Тюрсамяэ.

Фундамент вскрыт в интервале 226,00—269,00 м.

Типы пород: биотитовые гнейсы с гранатом и гиперстеном; гранато-биотитовые и гиперстено-биотитовые гнейсы; биотито-пироксено-амфиболовые гнейсы; микроклино-плагиоклазовые гранито-гнейсы; мигматито-образующие плагиоклазовые и калишпатовые граниты.

KB:

Нижняя граница: 240,40 м.

Мощность 14,40 м.

Кровля: гравелит алевритовый темно-серый Pt₃ gd.

### Исходные породы: биотитовые гнейсы с гранатом и гиперстеном.

Исходные породы имеют гнейсовую текстуру. КВ является сквозным, с ясно выраженной зональностью. Верхняя часть КВ до глубины 233,5 м разложена до II и III степени; породы разрыхленные, пестро-цветные. Начиная с глубины 234,5 м породы выветрены слабее, до I степени, и слагаются они гранато-биотитовыми гиперстенсодержащими гнейсами.

По рентгенографическим определениям (8 проб) можно выделить две зоны глинистых минералов (снизу вверх): 1) каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая (К+М-ГС) и 2) каолинитовая (К) (рис. 22).



СКВ. Ф 7 (ТЮРСАМЯЭ)

Рис. 22. Профиль коры выветривания скв. Ф7 (Тюрсамяэ).

1) Каолинито-монтмориллонит-гидрослюдистая зона залегает на глубине 234,5—238,7 м. Характеризуется она смешанно-слойной монтмориллонит-гидрослюдой, которая является здесь преобладающим глинистым минералом (60—90%), и каолинитом в подчиненном количестве (10—40%). Переход между зонами постепенный и выражается в сохранении некоторого количества смешанно-слойной монтмориллонит-гидрослюды в нижней части каолинитовой зоны. 2) Каолинитовая зона наблюдается на глубине 228,5—234,5 м. Каолинит является здесь почти единственным глинистым минералом. Только в нижней части зоны появляется смешанно-слойная монтмориллонит-гидрослюда. В этой части разреза отмечается импрегнация гематита и гетита.

Таким образом, в профиле КВ скв. Ф 7 наблюдается вертикальная зональность распределения новообразованных глинистых минералов. Эта зональность не совпадает с прослоями отдельных разновидностей пород в разрезе, а выражает зональность выветривания.

## IX Разрезы коры выветривания с наложенными гидротермальными изменениями

Скв. 45^п (Ульясте)

Местонахождение: Кохтла-Ярвеский р-н, окрестности оз. Ульясте, в 1200 м на ЗЮЗ от южного берега оз. Ульясте.

Фундамент вскрыт винтервале: 134,35—352,03 м. Типы пород: переслаивающиеся кварциты, «черные гнейсы»,

мраморы и пироксеновые породы, мигматизированные пла-

гио-микроклиновым гранитом.

KB:

Нижняя граница на глуб. 178,60 м.

Мощность 44,25 м.

Кровля: светло-серые глины и песчаники Cm₁ln.

Исходные породы: кварциты, «черные гнейсы» (графитсодержащие биотито-плагиоклазовые гнейсы), форстеритовые мраморы и пироксеновые породы.

КВ трещинно-сквозного типа. В нижней части ее и в невыветренных породах по трещинам развита наложенная гидротермальная сфалерит-галенит-пиритовая минерализация.

Рентгенографическим анализом профиль КВ изучен недостаточно (6 определений), однако полученные результаты представляют интерес в отношении как продуктов выветривания, так и гидротермальных изменений.

Самые верхи разреза сложены сливными кварцитами, которые в свежем состоянии, очевидно, содержали скопления моноклинного пироксена (диопсида) или маломощные (до 3 см) прослон инрокссновой породы. Кварциты превращены выветринеравномерно пористые, ванием в трещиноватые местами кавернозные и рыхлые породы, напоминающие песчаники. В верхних горизонтах кварциты пятнами пропитаны ржаво-бурыми гидроокислами железа, в нижних горизонтах, особенно в интервале 152.0—160.0 м, карбонатизированы. Карбонатизация проявлена исключительно интенсивно и выражается в пересечении кварцита многочисленными прожилками доломита, переходящими в брекчии. Доломитовые жилки часто имеют внутренние пустоты, на стенках которых, наросшими на доломитовые ромбоэдры, встречаются редкие скаленоэдрические кристаллы кальцита. Последний, по-видимому, (и некоторая часть доломита?) образовался в гидротермальном процессе. Для главной же массы доломита, учитывая аналогию с другими разрезами и наблюдения, излагаемые ниже, более вероятно гипергенное происхождение.

Из описанного интервала, с самого начала его, рентгенографически проанализирован один образец (обр. 45—57^A, глуб. 135,00 м). Зеленовато-черная афанитовая плотная масса, образовавшаяся предположительно по прослою пироксеновой породы в кварците, состоит из монтмориллонита с примесью (5%) каолинита. Микроскопических признаков гидротермального воздействия не отмечается. Это пока единственная находка монтмориллонита в самых верхних горизонтах КВ.

Ниже описанных кварцитов КВ слагается переслаивающимися выветренными графит- и пирротинсодержащими биотито-плагиоклазовыми гнейсами и форстеритовыми мраморами. Выветренный гнейс-существенно глинистая порода (II степени разложения) зеленовато-серого цвета, со следами гидротермального воздействия в виде редких тонких пиритовых и карбонатных прожилок. Обр. 45—86 (глуб. 164.75 м) из него во фракции менее 0,001 мм содержит шамозит (80%) в смеси с монтмориллонитгидрослюдой (20%).

Форстеритовые мраморы имеют исходную ассоциацию Фо—Ка+Ди, Серп, Пирр, Граф±Флог. При выветривании магнезиальные силикаты разлагаются, кальцит замещается доломитом, обычно желтоватым или розоватым, пирротин-пиритом, марказитом и окислами-гидроокислами железа. Во всех скважинах Ульястеской группы выветренные, но не оруденелые форстеритовые мраморы доломитизированы. На глубине 173,00 м доломитизированный мрамор содержит ярко-зеленый листоватый хлоритоподобный минерал. Рентгенографический анализ обр. 45—117 показывает, что листочки эти неоднородны и состоят из 60% разбухающего хлорита и 40% монтмориллонита.

На глубине 164,45 м (обр. 45—85) доломитизированный мрамор носит гидротермальную полиметаллическую минерализацию. Выветренная пестро-цветная доломитовая порода сохранилась лишь пятнами. Она подвергнута дедоломитизации с образованием водянопрозрачного и желтоватого кальцита. Новообразованный кальцит слагает жило- или гнездообразные агрегаты, более крупнозернистые, чем исходная доломитовая порода. К кальцитовым агрегатам приурочены редкие вкрапления пирита, галенита и сфалерита; в доломитовой части породы они не отмечаются. С гидротермальной дедоломитизацией, по всей вероятности, связано и возникновение сепиолита. Сепиолит определен рентгенографически в обр. 45—85. Он образует спутанно-волокнистые массы белого цвета, тонким слоем обвалакивающие стенки пустот (диаметром 0,5—3,0 см). Как правило, сепиолит встречается наросшим на кальцит, причем поверхность кристаллов кальцита заметно растворена. По-видимому, сепиолит образовался при кристаллизации богатых магнием растворов, освободившихся при разложении доломита и магнезиальных силикатов.

Сепиолит обнаружен в скв. 45^п и в другом образце (обр. 45— 144^A, глуб. 211,90 м), ниже коры выветривания, в виде материала, заполняющего трещину среди свежих кварцитов. Материал этот макроскопически состоит из двух тонких слоев толщиной 0,2 мм белого и зеленовато-черного цвета; по дифрактометрическому определению здесь с сепиолитом (60%) ассоциирует монтмориллонит (40%). Генезис сепиолита в данном случае уверенно не устанавливается. Учитывая жильный характер залегания среди совершенно свежих кварцитов, можно предполагать гидротермальное происхождение сепиолита.

Наконец, проанализирован материал выполнения трещин среди сливных кварцитов с глубины 222,80 м (обр. 45—148^в). Зеленовато-серая тонковолокнистая масса, содержащая кристаллы пирита и кальцита (признаки гидротермального генезиса!), оказалась 100%-ным тальком.

Таким образом, в разрезе скв. 45^п твердо устанавливаемые гидротермальные изменения сводятся к образованию сепиолита по карбонатным породам и талька по кварциту, содержащему включения темноцветных минералов.

### МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

### Вопросы достоверности исходных данных

С точки зрения геологической интерпретации рентгенографических данных нужно иметь в виду следующее.

Фазовый анализ Идентификация глинистых минералов в мономинеральных образцах, как правило, не вызывает затруднений, естественно, в рамках «разрешающей способности» применяемой методики. Приемы и критерии качественного определения освещены К. Утсалом в отдельной статье настоящего сборника. Трудности возникают при анализе смесей глинистых минералов. Очевидно, что вероятность вхождения погрешности увеличивается с усложнением смеси. Но еще больше достоверность результатов анализа зависит от комбинации совместно находящихся минералов. Так из двухкомпонентных смесей нелегко диагносцировать смеси каолинита и хлорита, каолинита и шамозита, гидрослюды и монтмориллонит-гидрослюды, монтмориллонита и монтмориллонит-хлорита, особенно в случаях, когда один компонент присутствует в небольшом количестве. Можно все же считать, что существенные погрешности исключены. Гарантией этому служили: детальное опробование разрезов, многочисленные контрольные анализы, нередко применявшееся точечное опробование исходного образца, микроскопическое изучение выветренных пород и, наконец, немалый опыт определения глинистых смесей из различных пород и регионов (лабораторией выполнено свыше 7000 рентгенографических определений).

Количественный анализ. Общепринятой методики количественного определения глинистых минералов в смесях к настоящему времени еще не существует. Примененная нами методика с использованием эталонных смесей, как и некоторые другие, является несовершенной вследствие сложности природных смесей, колебания совершенства структуры глинистых минералов и ряда других причин. Поэтому цифровые значения содержаний глинистых минералов в смеси следует рассматривать как приблизительные, указывающие на порядок содержания. Они определенно включают некую ошибку, величину которой до сих пор невозможно оценить.

Строго говоря, уже примененная методика опробования не позволяет определять истинный количественный состав глинистых продуктов. Так, общее содержание глинистой фракции в выветренной породе не определялось; для изготовления суспензий брались маленькие и неравного объема куски породы, а в ряде случаев глинистый материал извлекался из гнезд и выполнений трещин.

Несмотря на сказанное, можно считать, что цифры содержаний в общих чертах все же отражают действительные содержания глинистых минералов в смесях. Соблюдая некоторую осторожность, можно их использовать для анализа (в том числе статистического) закономерностей распределения глинистых минералов в коре выветривания. Полученные результаты подтверждают правомерность такого допущения.

#### Номенклатура и распространение глинистых минералов

До настоящего исследования на основе оптических наблюдений, первых рентгенографических определений и сопоставления с литературными данными по другим районам мы привыкли к мысли, что древняя кора выветривания кристаллического фундамента Эстонии является существенно гидрослюдисто-каолинито-Проведенные исследования показывают, вой. что состав глинистых продуктов значительно сложнее. Установлено наличие 10 глинистых минералов, среди которых широко распространены смешанно-слойные образования. Перечислим глинистые минералы в порядке их встречаемости: каолинит, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит-гидрослюда, монтмориллонит, монтмориллонитхлорит, шамозит, сепиолит (2 опр.), вермикулит (1 опр.), тальк (1 опр.) (рис. 23). Из них монтмориллонит-гидрослюда, монтмориллонит, монтмориллонит-хлорит, шамозит, сепиолит, вермикулит и тальк определены впервые для коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии.

Нужно отметить, что диаграмма встречаемости глинистых минералов (рис. 23) является обобщением проведенных определений и характеризует действительное распространение лишь приближенно. Это обусловлено тем, что при выборе разрезов не учитывались пропорции распространения главных типов исходных пород, а также упомянутые выше особенности методики



Рис. 23. Встречаемость глинистых минералов в анализированных пробах из коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии.

опробования и определения. Учитывая, что в кристаллическом фундаменте Эстонии преобладают супра- и инфракрустальные породы гранитоидного состава и что различные минералы встречаются в различных массах (каолинит встречается часто и в больших массах; монтмориллонит и монтмориллонит-хлорит образуют обычно мономинеральные скопления, но попадаются редко и в малых массах), придем к выводу, что истинное распространение глинистых минералов заметно отличается от вытекающего из предлагаемой диаграммы встречаемости в пользу каолинита, монтмориллонит-гидрослюды, а возможно, и гидрослюды и хлорита.

Открытие ряда ранее неустановленных глинистых минералов в коре выветривания фундамента Эстонии стало возможным благодаря широкому внедрению дифрактометрического метода и детальности изучения разреза. Примененный ранее фотометод

один не позволял уверенно определять смешанно-слойные образования монтмориллонит-гидрослюду и монтмориллонит-хлорит. Монтмориллонит-гидрослюда определялась ранее, по-видимому, как гидрослюда, монтмориллонит-хлорит как хлорит и т. д.

Приведем некоторые примеры. В монографии В. А. Васильева (1969) на основе микроскопического, термического и рентгено-

Таблица IV

	Степ. выв.	Содержание, в %%								
Мине- рал		сл.	5-20	21-40	41—60	61—80	81— —100	Σ	% %*	% % **
M (70)	0 I II III	2	1 4 1	1	2	4 1	42 10 1	48 13 8 1	69 19 11 1	69 14 6 2
M-X (22)	O I II III		2	3	1	1 1 1	6 3 2 1	$\begin{array}{c} 6\\10\\4\\2\end{array}$	27 46 18 9	$ \begin{array}{c c} 9\\ 11\\ 3\\ 4 \end{array} $
X (146)	0 I II 111	4 5 21 1	16 19 25 8	2 8 7 1	7 8 1	3 2	$\begin{vmatrix} 3\\ 3\\ 2 \end{vmatrix}$	25 45 65 11	17 31 44 8	36 48 49 22
ГС (160)	0 I II III	1 5 8 1	8 15 39 16	8 11 3	1 12 10 2	4 5 4	4 3	18 48 68 26	11 30 43 16	26 51 51 51
М-ГС (131)	0 I II III	2 5 1	1 14 18 6	6 19	1 9 15 3	9 12	$\begin{vmatrix} 1\\ 3\\ 6 \end{vmatrix}$	3 43 75 10	$     \begin{array}{c c}       2 \\       33 \\       57 \\       8     \end{array} $	4 46 56 20
Ш (12)		1		35	I	1	1	$\begin{vmatrix} 1\\ 3\\ 8 \end{vmatrix}$	8 25 67 0	1 3 6 0
K (211)	0 1 11 111	1 2	4 15 15 6	8 15 1	14 15 5	$\begin{vmatrix} 1\\9\\24\\2 \end{vmatrix}$	6 34 34	5 53 105 48	2 25 50 23	7 56 79 94

Распределение содержаний глинистых минералов (в количествах определений) по степеням выветренности пород

Примечание: 1. Σ — общее количество определений данной степени: 2. %%*—%% от количества всех определений минерала; 3. %%**—%% ог количества образцов данной степени. Количество образцов различных степеней выветренности: 0—70 шт., 1—94 шт., 11—134 шт., 111—51 шт., всего образцов — 349 шт.



Рис. 24. Распределение содержаний глинистых минералов во фракции <0,001 мм.

графического анализа (фотометодом) в скважинах Адзе-11 и Стури-8 (Латвийской ССР) описываются хлорит, гидрослюда и каолинит. Проведенные в кабинете минералогии ТГУ определения образцов из тех же разрезов и из тех же интервалов показали существенное содержание монтмориллонит-гидрослюды наряду с хлоритом и каолинитом. Точно так же бо́льшая часть гидрослюд из разрезов скв. 311А, Мустайыэ и скв. Тапа, описанных Х. Коппельмаа (1964), оказалась монтмориллонит-гидрослюдой.

Влияние детальности исследования на получаемые результаты можно иллюстрировать на примере профиля коры выветривания скв. Отепя. В недавно вышедшей работе «Додевонские коры выветривания Русской платформы» на базе нескольких (?)



Рис. 25. Естественные ассоциации глинистых минералов.

эентгенографических определений установлено присутствие голько каолинита, гидрослюды и хлорита (Трубина, 1969). Наши исследования (36 определений, учтенных в статье, плюс свыше 10 контрольных и дополнительных определений) выдвигают профиль скв. Отепя в число наиболее интересных. В нем встречена почти вся гамма глинистых минералов: каолинит, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит-гидрослюда, монтмориллонит-хлорит и монтмориллонит; последний обнаружен дополнительным анализом в образце, в котором монтмориллонит был заранее определен оптически. Глинистые минералы размещаются в профиле строго закономерно, образуя редко видимую зональность с четырьмя-пятью зонами глинистых продуктов (см. описание скв. Отепя).

Как показывают результаты настоящего исследования, смешанно-слойные образования и монтмориллонит имеют особое значение при изучении зональности коры выветривания. Они обладают лабильной структурой, устойчивой в узких пределах внешних условий, являясь наиболее чувствительными индикаторами среды образования (Weaver, 1956). Поэтому изучение в настоящее время выветренных образований можно считать целесообразным только тогда, когда методы и детальность позволяют уверенно характеризовать распространение этих минералов.

Установленные в коре выветривания кристаллического фун дамента Эстонии глинистые минералы редко встречаются в чи стом виде. Обычно они образуют двух-трехкомпонентные смеси реже обнаруживаются более сложные смеси.



Рис. 26. Встречаемость глинистых минералов в породах различной степени выветренности.

Для характеристики распределения отдельных минералов составлены графики рис. 24, 25 и 26, и табл. IV. В их основе лежат данные дифрактометрического полуколичественного определения 349 образцов, в которых в 756 случаях зафиксировано присутствие того или иного глинистого минерала. Количества определеий каждого минерала указаны на рис. 23. Рис. 24 дает предгавление о характерных содержаниях глинистых минералов в месях, рис. 25 — об естественных ассоциациях. Табл. IV и рис. 6 характеризуют распределение глинистых минералов в завиимости от стадии разложения (степени выветренности) породы.

#### Описание глинистых минералов

Монтмориллонит — минерал, относительно редко встреающийся в коре выветривания кристаллического фундамента Эстонии. В 349 образцах он встречен в 70 случаях, при этом в галых объемах. Там не менее монтмориллонит обладает резко ыраженной индивидуальностью распространения. Он встречатся почти исключительно в коре выветривания пород основноо состава: гиперстено-биотитовых гнейсов (скв. 1, Каагвере), имфиболо-пироксеновых гнейсов (скв. 175, Тоотси; 173, Селите) или разрезов с переслаиванием пород основного и кислого остава при значительной доле основных пород (скв. 91, Вильнди; 172, Хяядемээсте; 171 Арэ; 174, Ристикюла). В одном улучае монтмориллонит установлен в коре выветривания магнетитовых кварцитов (скв. ФЗ, Вока), несколькими определениями — в комплексе пород Ульясте (скв. 48п и 45п), где монтмориллонит образуется по пироксеновым породам, которые проглоями залегают среди сливных кварцитов.

Во всех упомянутых разрезах монтмориллонит обычно встречается в чистом виде (в 40 случаях из 70) или как сильно преобладающий компонент в смеси с хлоритом, режес каолинитом и гидрослюдой (рис. 25). Как правило, монтмориллонит наблюдается в нижней части разреза, ниже уровня карбонатов, среди свежих или слабо выветренных пород 0-вой, реже I степени разложения (табл. IV и рис. 26). Он присутствует здесь, главным образом, в небольших массах, чаще всего в виде материала (налетов, корок), покрывающего стенки трещин. Реже, например, в скв., Тоотси, монтмориллонит развивается небольшими гнездами или слагает основную массу слабо выветренной породы (I степени разложения). Макроскопически мономинеральное или близкое к нему монтмориллонитовое вещество имеет зеленовато-черную или коричневато-черную окраску и матовую поверхность, а в большей массе — плотное афанитовое сложение. Указанные признаки настолько свойственны изученным нами образцам, что могут, по-видимому, рекомендоваться для макроскопического предварительного определения монтмориллонита.

Помимо мономинеральной или анхимономинеральной формы монтмориллонит изредка встречается и в качестве второстепенного компонента, с содержаниями порядка 5—10%. Этот монтмориллонит по своей ассоциации, характеру исходной породы, степени выветренности породы и, по-видимому, и генетически

отличается от описанного выше. Он определен в одном образц из скв. Ф18 (Пээри) и в 7 образцах из скв. 47п, Ульясте, В обо их случаях исходные породы представлены высокоглиноземисты ми гнейсами, в скв. Ульясте - графит- и пирротинсодержащи ми «черными» гнейсами; породы существенно глинистые, II---II степени разложения; ассоциация глинистых минералов сложна 1 состоит из 60-100% каолинита, сл. - 30% хлорита, сл. - 10% монтмориллонита и сл. — 5% гидрослюды или монтмориллонит гидрослюды. В разрезе скв. Ульясте породы этой ассоциации но сят наложенную низкотемпературную гидротермальную пирит сфалеритовую минерализацию. В связи с этим можно предпола гать, что наличие в этой необычной ассоциации малых количести монтмориллонита обусловлено более поздним гидротермальным воздействием. Нужно отметить, что имеющийся материал не поз воляет установить, является ли монтмориллонит в этих проба> остаточным, образовавшимся при выветривании, или гидротер мальным новообразованием.

Таблица V

Ске (То обр. гл, Ј	в. 175 отси) . 8937 461,4 м d( <b>A</b> )	Интер- пре- тация	Скв (А обр. гл. 47 Ј d	. 171 рэ) 77 <b>50</b> 9,60 м (Å)	Интер- пре- тация	Ски (Тс обр гл. 4 Ј	в. 175 ротси) . 8951 483,6 м d( <b>A</b> )	Интер- пре- тация
10 2 5 1 1 3ш 2 1 2 8 1 1 2ш	15.01 4,96 4,49 3,31 3,10 2,80 2,75 1,73 1,69 1,536 1,457 1,407 1,324	М М М (060) М М	10ш 2 6 3 4 4 6ш 3 2 1 1 1 1 3 5 9 5ш	14,43 7,40 4,99 4,55 3,74 3,35 3,20 2,99 2,64 2,52 2,28 2,08 1,910 1,870 1,741 1,689 1,539 1,324	M M M M M M M M M M M M M M M M	10 3 6 3 4 9 2m 3m 2m 4 2 3 9 3m 2m 2m 2m 2m 2m 2m 2m 2m 2m 2	12,92 7,28 5,01+ 4,57 3,62 3,34 3,03 2,64 2,48 2,40 2,28 2,08 1,91 1,87 1,79 1,69 1,538 1,324 1,154 1,057 1,044	М М М М Кал + ?0 Кал + М М Кал Кал Кал Кал М (060) М М
		1			1			

Данные порошковых рентгенограмм монтмориллонита

Условия съемки: БСВ-4, Fе-излучение, без фильтра, 4mA, 25 кV РКД-57,3; d=0,4 мм.



8 Труды по геологии VI





115

8*

Монтмориллонит первого типа (анхимономинеральный), наоборот, по всем признакам образовался при выветривании. Он изучен рентгенографически и микроскопически более детально.

Характерные дифрактограммы чистых монтмориллонитов приведены на рис. 27, 28 и 29, а данные порошкограмм в табл. V. По рентгенографическим данным все встреченные монтмориллониты практически однотипны. В воздушно-сухом ориентированном препарате они дают интенсивный рефлекс (001) в пределах 11,36-15,01 А. При насыщении препарата этиленгликолем этот рефлекс сдвигается до 16,36-17,09 А. Одновременно появляется пик (002) с d=8,27-8,57 Å небольшой интенсивности. После прокаливания при 500° в течение двух часов d (001) снижается до 9,69-9,98 А. Интересно отметить, что у монтмориллонитов, встречающихся в виде тонких налетов на стенках трещин и поверхностях сланцеватости, интенсивность рефлеков с d=9,7-9,9 Å, появляющегося после прокаливания образца, заметно меньше, по сравнению с монтмориллонитами, которые встречаются в основной массе выветренной породы. Эта особенность указывает на некоторое несовершенство структуры «трещинного» монтмориллонита.

По данным порошковых рентгенограмм (25 шт.) величина межплоскостного расстояния рефлекса (060) колеблется в пределах 1,53—1,54 Å. Следовательно, изученные монтмориллониты относятся к триоктаэдрическому ряду и, возможно, близки к сапониту или стивенситу.

Существенно магнезиальный (железисто-магнезиальный?) состав монтмориллонита хорошо согласуется с микроскопическими наблюдениями. В шлифах видно, что монтмориллонит образует, главным образом, псевдоморфозы по темно-цветным силикатам, в первую очередь, по гиперстену. Это наблюдается во всех изученных разрезах и подтверждено рентгенографически точечной пробой в обр. 175-308 (скв. Тоотси). Без преувеличения можно утверждать, что ²/₃ всех определений монтмориллонита приходится на псевдоморфозы по гиперстену или на тонкие прожилки, пересекающие относительно свежую породу, которая содержит псевдоморфозы по гиперстену. И очень редко монтмориллонит наблюдается развивающимся по микротрещинам в полевом шпате и по клинопироксену (шл. 7740, скв. 171, Арэ). Псевдоморфозы по гиперстену обычно слагаются тонковолокнистым агрегатом монтмориллонита, в котором отдельные волокна ориентированы по базису, но не по оси а и b. Волокна располагаются параллельно удлинению исходного гиперстена, т. е. плоскости базиса монтмориллонита ориентированы параллельно оси с гиперстена. Вследствие дисперсионного эффекта такой агрегат кажется штриховато-окрашенным в розоватые и зеленоватые тона. Реже наблюдаются пластинчатые и чешуйчатые псевдоморфозы. Последние часто ассоциируют с агрегатами хлорита. Отмечаются ксе переходы от начального развития монтмориллонита по гиперстену до полных псевдоморфоз. Монтмориллонит в шлифе обладает зеленоватой окраской — неплеохроичной бледно-зелеюватой, синевато-зеленой или грязно-зеленой, с заметным плеосроизмом. Величина двупреломления составляет около 0,030. Для наиболее крупных волокон легко определить, что Np<N бальзама. Часто монтмориллонитовые псевдоморфозы сопрозождаются выделениями окислов-гидроокислов железа, редко сарбоната. Очень характерным для монтмориллонита является свойство выкрашиваться при шлифовании. В типичном виде монтмориллонит наблюдается в шлифах 6531 (скв. 174, Ристикюла), 8931, 8945, 8952 (скв. 175, Тоотси), 9553 (скв. 173, Селисте), 5545 (скв. 172, Хяядемээсте) и др.

Приведенные признаки при известном навыке позволяют часто весьма уверенно определить присутствие монтмориллонита, особенно если учитываются общие условия нахождения монтмориллонита. Диагностика затруднена, когда монтмориллонит не образует ясноволокнистых форм и когда он встречается в смеси с другими глинистыми минералами, например, с оптически сходной смешанно-слойной монтмориллонит-гидрослюдой.

Таким образом, магнезиальный анхимономинеральный монтмориллонит образуется в начальную стадию гипергенеза в щелочной среде как продукт выщелачивания гиперстена. Рассмотрим возможный механизм этого превращения.

Исходный гиперстен пироксеновых гнейсов Юго-западной Эстонии по оптическим данным содержит Mg и Fe приблизительно в соотношении 3:1. Микроскопические наблюдения свидетельствуют, что замещение гиперстена сапонитом часто происходит в практически свежей породе, где остальные минералы, в том числе легко разлагающийся плагиоклаз, не изменены. Иными словами, этот процесс является в основном изохимическим и выражается следующим упрощенным уравнением:

# $4(Mg_{1.5}Fe_{0.5})[Si_2O_6] + 2H_2O + O \rightarrow 2Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2 + Fe_2O_3.$

Разложение гиперстена, по-видимому, начинается с окисления Fe⁺⁺ в Fe⁺⁺⁺ под влиянием содержавшегося в инфильтрующем растворе кислорода, что ведет к неустойчивости структуры гиперстена. Железо освобождается частично или полностью в виде гидроокислов или окислов, обычно ассоциирующих с сапонитом. Цепочки кремнекислородных тетраэдров, частично потерявшие связи с катионами для компенсации заряда престраиваются в листы. Поскольку у пироксенов смежные вдоль (010) кремнекислородные цепочки обращены активными кислородами в разные стороны, можно ожидать, что возникает структура, соответствующая модели Эдельмана и Фавейе с гидроксильными группами, направлеными в межслоевые промежутки монтмориллонита (Мак-Юан, 1965). Разумеется, не исключается воз можность иного пути образования слоистой структуры. Струк турный механизм перестройки структуры, очевидно, требует спе циального исследования.

Монтмориллонит-хлорит. Смешанно-слойные обра зования монтмориллонит-хлоритового типа встречаются реже чем монтмориллонит (рис. 23). Они наблюдаются в коре вывет ривания высокоглиноземистых гнейсов (скв. 311 А, Мустайыэ) амфиболитов и гнейсов основного состава (скв. 379, Палукюла скв. 175, Тоотси), магнетитовых кварцитов (скв. Ф1, Иыхви: скв. Ф2 и Ф3, Вока), ультраосновных пород (скв. 2, Отепя) и в разрезах с переслаиванием пород основного и среднего состава (скв. 172, Хяядемээсте). Как и монтмориллонит, монтмориллонит-хлорит характерен для коры выветривания пород основногс состава. Монтмориллонит-хлорит встречается в больших содержаниях (мономинерально в 9 случаях из 22) или в смеси с другими глинистыми фазами, особенно с гидрослюдой (рис. 24 и 25). Ассоциация с гидрослюдой очень характерна и имеет, как видим далее, парагенетическое значение. В профиле коры выветривания монтмориллонит-хлорит размещается в нижних горизонтах, но выше зоны монтмориллонита, среди свежих или слабо выветренных пород (О-вой и I степени разложения) (рис. 26 и табл. IV). Монтмориллонит-хлорит встречается почти без исключения в зонах карбонатизации или несколько ниже, и присутствует в небольших массах в ассоциации с карбонатами (преобладает доломит, встречается анкерит и кальцит) и гидрослюдой. Расположение уровня карбонатов зависит от химизма исходной породы: в умеренно-кислых породах он залегает глубже, чем в основных. Этой закономерности подчиняется и монтмориллонитхлорит.

По рентгенографическим данным монтмориллонит-хлориты можно разбить на неупорядоченные и упорядоченные (корренситового типа) разности. Первые встречаются чаще и среди них иногда проявляется тенденция к упорядочению структуры, как, например, в монтмориллонит-хлоритах скв. 2, Отепя. Упорядоченный монтмориллонит-хлорит в чистом виде установлен в скв. ФЗ, в слабо выветренном карбонатизированном магнетитовом кварците.

Неупорядоченные монтмориллонит-хлориты характеризуются базальными отражениями с d = 14,25 - 14,54 Å и d = 7,18 - 7,25 Å, которые после насыщения этиленгликолем увеличиваются до 15,78 Å и 7,73 Å (рис. 30). Интенсивность пика с d = 15,78 Å при этом уменьшается по сравнению с природным образцом. Прокаленные при 500°С препараты дают первый рефлекс при  $d \sim 12,5$ Å. Определенное из порошкограмм межплоскостное расстояние рефлекса (060) составляет 1,53 - 1,54, что указывает на триокта-эдрический характер минерала. Приведенные рентгеновские дан-

ные позволяют интерпретировать смешанно-слойное образование как неупорядоченное, состоящее из неправильно чередующихся хлоритов и монтмориллонитовых слоев. В разностях с тенденцией



Рис. 30. Дифрактогрммы неупорядоченного смешанно-слойного монтмориллонит-хлорита: скв. Ф1 (Иыхви), обр. 611/68, гл. 262,0 м. к упорядочению после насыщения этиленгликолем выявляется относительно слабое отражение в области d~32,Å (рис. 17).

Упорядоченный монтмориллонит-хлорит обнаруживает целую серию базальных отражений с межплоскостными расстояниями



Рис. 31. Дифрактограммы упорядоченного смешанно-слойного монтмориллонитхлорита: скв. ФЗ (Вока), обр. 46, гл. 254.8 м.

30,3Å (001), 14,7Å (002), 9,62Å (003), 7,32Å (004), 4,86Å (006), 3,65Å (008), 3,26Å (009) и 2,90Å (0010). Относительно острый пик с d=2,90Å по-видимому накладывается рефлексом доломита и поэтому его положение не изменяется при обработке образца (рис. 31). Отражение второго порядка имеет наибольшую интенсивность. После обработки препаратов этиленгликолем базальные рефлексы изменяются в сторону увеличения межплоскостных расстояний: 32,6Å (001), 15,7Å (002), 7,80Å (004), 5,18 Å (006). Прокаливание образцов приводит к уменьшению базальных отражений; наблюдаются отражения с d = 22,8Å (001) и d = 12,5Å (002). По данным порошкограмм минерал является триоктаэдрическим; d(060) = 1,54 Å (табл. VI).

Таблица VI

Ф2, обр. 26 гл. 247.60 м		Интерпре- тация	Ф. гл.	3, обр. 46 254.80 м	Интерпре- тация	
I	d (A)		I	d (A)		
10	14,24	M-X (002)	10	14,50	M-X	
5	7,28	M-X	2	9,50	M-X	
6	4,79	M-X	5	7,29	M-X	
2	4,26	Кв	8	4,84	M-X	
4	3,62	Гем	3	4,23	Кв	
9	3,35	Кв, ГС	6	3,67	Гем	
1	3,25	Дол	7	3,35	Кв	
2	3,06		2	3,23		
9	2,89	Дол	1	3,01	_	
4	2,70	Гем	8	2,89	Дол	
4	2,60	-	5	2,69	Гем	
4	2,52	Гем	2	2,58		
4ш	2.44	Кь	8	2,51	Гем	
3	2,28	Кв	2ш	2,42	Гем	
1	2,20	Дол, Гем	Z	2,30	Day Day	
1	2,08	Тем	0	2,20	тем, дол	
b	2,02	Дол	1	2,07	Гем	
2	1,97	Va	0	2,02	дол	
4	1,010	Пот	1	1,91	Гом	
4 <u>m</u>	1,000	Дол	2	1,04	Пол	
E I	1,750	Гон	2	1,75	дол	
1	1,650	IEM	6	1,74	Гем	
1	1,630	Гом	1	1 599	Гем	
1	1,000	ICM	ġ	1,540	M-X	
â	1 544	M-X KB	2	1,510		
5	1,514	M-X	2	1,482	Гем	
2	1 488	Гем	5	1.452	Гем	
4	1,456	Гем	1	1,389		
ī	1.343	Гем	1	1,375	Кв	
3	1,374	Дол, Кв	3ш	1,314	Гем	
1	1,326	Дол	2	1,257	Гем	
2ш	1,301		2	1,229	Гем	
2	1,256	Гем	2	1,183	Гем	
2	1,201		2	1,165	Гем	
3	1,181	Гем	2	1,142	Гем	
2	1,113		3	1,112		
2	1,081	Кв	3ш	1,102	Гем	
2	1,034	Кв	2	1,056	Гем	
			2 <u>m</u>	1,003		
1		1	2ш	0,988	1	

Данные порошковых рентгенограмм см.-сл. монтмориллонит-хлорита с примесью неглинистых минералов

Условия съемки: БСВ-2, Fe-излучение, Мп-фильтр, 15mA, 33кV; РДК-57,3; d=0,4 мм.
Рентгеновские данные показывают, что описанное смешаннослойное образование слагается правильно чередующимися слоями хлорита и монтмориллонита в соотношении 1:1. Такой результат дал метод Фурье — преобразования. Монтмориллонитхлорит очень близок к монтмориллонит-хлоритам, описанным Ирли и Милнем и Брэдли и Уивером (Мак-Юан и др., 1965) и может быть назван корренситом в понимании Брэдли и Уивера.

Макро- и микроскопически монтмориллонит-хлорит диагносцируется с трудом и только на основе комплекса признаков, таких как цвет, величина двупреломления, парагенезис, способность к разбуханию и др. Содержащие монтмориллонит-хлорит образцы имеют зеленоватую окраску: бледно-зеленоватую. зеленовато-буро-пеструю (от соединений железа), реже — зеленовато-черную. Под микроскопом он грязно-зеленый со слабым буроватым оттенком и едва заметным плеохроизмом в зеленоватых-желтоватых тонах; иногда обладает синеватым оттенком. Величина двупреломления бывает порядка 0,010-0,020, дающая в зависимости от дисперсности материала серые, белые, желтые, редко красноватые интерференционные окраски. Способность разбухания, выражающаяся в шлифе в виде образования трещин и выкрашивания части агрегата, уступает таковой монтмориллонита и монтмориллонит-гидрослюды, но в какой-то мере отмечается во всех шлифах. Агрегаты очень тонкозернистые. Оптические свойства определимы лишь в наиболее крупных пластинках и волокнах, размеры которых изредка доходят до 0,8×0,02 мм. Характерно, что волокнистые агрегаты, являющиеся главной формой нахождения монтмориллонит-хлорита, встречаются в виде жилок с параллельноволокнистым (ориентированы поперечно стенкам жилок) или радиально-лучистым строением. С ними обычно ассоциируют карбонаты и волокнистые агрегаты синевато-зеленой гидрослюды. В целом эти образования обладают ясно выраженным колломорфным обликом и имеют. повидимому, коллоидное происхождение (шл. 8929, 8934, 8942, скв. 175, Тоотси; шл. 4092Б, скв. 2, Отепя). Значительно реже монгмориллонит-хлорит встречается в крипточешуйчатых агрегатах, часть из которых развивается в виде псевдоморфоз по гиперстену (шл. 5533, скв. 172, Хяядемээсте; шл. 8941, скв. Тоотси). В последних случаях монтмориллонит-хлорит наблюдается в зоне монтмориллонита в связи с чем очень вероятно, что он образуется через промежуточную стадию монтмориллонита.

Таким образом, имеющийся материал приводит к заключению, что в большей своей массе монтмориллонит-хлорит образуется синтетически, с прохождением промежуточного жидкого коллоидного состояния. Эта «жильная форма» характеризуется тесным парагенезисом с карбонатами (нередко с доломитом) и ярко-зеленой синтетической гидрослюдой. В меньшей мере, возможно, монтмориллонит-хлорит образуется при аградационной серестройке монтмориллонита. Оба пути образования сходны в ом отношении, что происходит присоединение вещества. Эта собенность является вполне логичной, если учесть, что зоны сарбонатизации можно рассматривать как зоны цементации, в соторых кроме указанного парагенезиса иногда устанавливается саждение халцедона и кварца (в разрезах пород основного состава!).

Тем не менее механизм образования монтмориллонит-хлорита нельзя считать решенным. Не исключается возможность, что в некоторых случаях (например, в разрезе магнетитовых кварцигов скв. Ф1) монтмориллонит-хлорит возникает при деградации (монтмориллонитизации) хлорита.

Такой генезис предложен для смешанно-слойных образований корренситового типа, открытых ранее в коре выветривания Русской платформы (Грайзер и др., 1969) и Украинского щита (Нестеренко, 1967). Эти корренситы (корренситы в понимании Липпмана) однако отличаются природой разбухающей фазы, представленной разбухающим хлоритом.

Хлорит — один из широко распространенных минералов во фракции <0,001 выветренных пород (рис. 23). Он встречается почти во всех изученных разрезах, но, как правило, в малых количествах, ассоциируя с гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонит-гидрослюдой, реже с другими глинистыми минералами (рис. 24 и 25). В относительно больших содержаниях и чаще хлорит наблюдается в коре выветривания пород основного состава (скв. 175, Тоотси; 379, Палукюла; 1, Каагвере; 2, Отепя). Мономинерально хлорит встречен в 7 образцах из разрезов скважин Ф1, Иыхви; 45п, Ульясте; 1, Каагвере. Характер ассоциации хлорита зависит от состава исходной породы: в кислых породах хлорит наблюдается совместно с гидрослюдой и каолинитом, в основных — с монтмориллонит-гидрослюдой, гидрослюдой и каолинитом. Хлорит встречается преимущественно в нижних горизонтах коры выветривания. Размещение его, однако, не является строго закономерным (рис. 26, табл. IV). Неясно выраженный максимум встречаемости хлорита приходится на породы I—II степени разложения (рис. 26), но довольно часто хлорит встречается и среди свежих пород (О-вой степени разложения).

Согласно макро- и микроскопическим наблюдениям среди хлоритов можно выделить несколько типов, отличающихся историей формирования.

1. Листоватый хлорит, образующий псевдоморфозы по темноцветным минералам. Чаще всего наблюдаются псевдоморфозы по биотиту, сопровождающиеся выделениями рудных и титанистых минералов. Для деградации биотита в хлорит, по-видимому, требуется слабый водообмен и высокая концентрация магния в растворе. Поэтому хлоритизация биотита типична для разрезов

123

пород основного-среднего состава. Высвобожденный из биотит. калий расходуется на серицитизацию плагиоклаза (эти измене ния часто сопряжены), либо выносится (местами в разрезе скв Хяядемээсте). В разрезах, слагаемых породами гранитного со става, условия для образования хлорита создаются в нижни: горизонтах коры выветривания, или локально, в обогащенны: биотитом прослоях (скв. 44п, Вийвиконна; Ф15, Куртна; 315 Вока). Выше по разрезу, в области интенсивного просачивания растворов, богатых калием (освобождается при разложении био тита, затем и калишпата), хлорит неустойчив и разложение био тита приводит к образованию гидрослюды.

Полные псевдоморфозы по другим темно-цветным силикатамотмечаются в единичных случаях (скв. 315, Вока).

2. Тонкодисперсный хлорит, встречающийся в виде скоплений неправильной формы в глинистой массе пород II степени разложения и возникающий как новообразование за счет продуктов разложения темно-цветных минералов. Этот тип хлорита обычнс ассоциирует с монтмориллонит-гидрослюдой (скв. 2, Отепя; 172, Хяядемээсте; 174, Ристикюла).

3. Хлорит, наблюдающийся на стенках трещин и зеркалах скольжения в виде зеленых и зеленовато-черных корок с блестящей поверхностью. Характерны высокие содержания и тесная ассоциация с гидрослюдой, реже с монтмориллонит-гидрослюдой и монтмориллонитом (скв. Тоотси, Пярну, Хяядемээсте, Отепя и др.). По генезису, по-видимому, близок к первому и второму типам, а частично — гидротермальный (скв. 45п, Ульясте).

4. Хлорит гидротермального генезиса, наблюдаемый в разрезах с наложенной гидротермальной сульфидной минерализацией (скв. 312, Кайдма; 47п, Ульясте; 45п, Ульясте). Гидротермальный генезис хлорита предполагается исходя из тенденции обогащения хлоритом (в ассоциации с гидрослюдой) минерализованных участков, по сравнению с породами, которые не несут следов гидротермального воздействия. Микроскопически указанные разрезы не изучались. Имеется однако основание проводить аналогию с изменениями, наблюдаемыми в зонах дробления скв. 313 (Ряятсма). Здесь четко устанавливается интенсивное развитие хлорита и серицита, причем они замещают различные минералы, незавнсимо от их состава.

Структурные особенности хлоритов в коре выветривания кристаллического фундамента Эстонии еще недостаточно изучены, поэтому их трудно связывать с вышеописанными типами. Причиной является то, что хлориты редко встречаются мономинеральными во фракции <0,001 мм. По общему виду дифрактограмм можно предполагать, что в изученных образцах присутствует ряд разновидностей хлоритов.

Более мономинеральные хлориты из скв. Ф1 (Иыхви) характеризуются интенсивными базальными рефлексами второго и четвертого порядка. Рефлексы нечетного порядка имеют менее интенсивные пики. Такие отношения интенсивностей рефлексов характерны для железистых хлоритов. Как видно на рис. 32 после прокаливания образца при 500°С в течение 2 часов,



Рис. 32. Дифрактограммы хлорита: скв. Ф1 (Пыхви), обр. 613/68, гл. 259,0 м.

интенсивность первого базального рефлекса около 14 Å сильно увеличивается, а остальные рефлексы сильно уменьшаются. Обработка образца с 10%-ной соляной кислотой при 90°С в течение 2 часов растворяет хлориты полностью. Как показывает

Таблица VII

Поро	шковые дапные	рентгенограмм	хлорита
скв.	Обр. 615/68 Ф1 (Иыхви) глуб. 250 м		
I	d (A)	Инт та	ерпре- щия
8 9 4 6 10 2 4 6 1 10 6 7 8 5 6 2 3ш	$14,20 \\ 7,07 \\ 4,94 \\ 4,72 \\ 4,18 \\ 3,69 \\ 3,55 \\ 3,36 \\ 2,900 \\ 2,700 \\ 2,580 \\ 2,520 \\ 2,446 \\ 2,258 \\ 2,198 \\ 2,134 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,014 \\ 2,0$	Гет Гет Гет Гет Гет Гет Гет Гет	X X X X X
3 3 4 9 2 2 6 9 8 1 8 4 1 6 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	1,923 $1,851$ $1,809$ $1,726$ $1,697$ $1,668$ $1,610$ $1,548$ $1,516$ $1,488$ $1,459$ $1,423$ $1,394$ $1,321$ $1,293$ $1,246$ $1,199$ $1,145$ $1,130$ $1,069$ $1,026$	Гет Гет Гет Гет Гет Гет Гет Гет Гет	X X ₀₆₀ X X X

Условия съемки: БСВ-4; Fe-излучение, без фильтра: 4 mA; 25 кV; РКД-57,3 мм: d=0,4 мм.

наш опыт при исследовании глинистых минералов из разных регионов в додевонских корах выветривания в пределах Русской платформы и Сибирских плит, не все хлориты растворяются в кипящей соляной кислоте (10%) одинаково.



Рис. 33. Дифрактограммы хлорита: скв. Ф1 (Пыхви), обр. 615/68, гл. 250 м.

По данным порошковых рентгенограмм можно установить, что хлориты из скв.  $\Phi$ 1 относятся к триоктаэдрическому ряду с d(060) = 1,54 Å (табл. VII).

В некоторых образцах из скв. Ф1 во фракции <0,001 мм кроме хлорита присутствует гетит. На дифрактограмме последний узнается по относительно сильному рефлексу с d=4,18 Å рис. 33). После термической обработки образца при 500°С гетит переходит в гематит, характеризующийся рефлексами 2,691 Å и 2,510 Å.

Оба описанных образца из скв. Ф1 нами определены как хлориты, богатые железом, но они по-разному ведут себя при термической обработке. У образца № 615 (рис. 33) интенсивность рефлекса около 14 А после термической обработки увеличивается гораздо меньше, чем у образца № 613 (рис. 32). По-видимому, это связано с различием в химическом составе этих хлоритов. Но возможно, что некоторые искажения в дифракционной картине вызывает также гематит, окружающий более крупные частицы хлорита. Применение на дифрактометре УРС-50 ИМ медного излучения при исследовании таких образцов, вызывает на дифрактограмме анормально сильный фон, на котором проявляются слабые рефлексы хлорита. Это обусловлено железом, присутствующим в минералах образца. Следует еще отметить, что окраска ориентированного препарата названных образцов после термической обработки изменяется от желто-серых к красным, указывая на переход Fe++ → Fe+++. Изменения окраски ориентированного препарата после и до термической обработки межно наглядно иллюстрировать спектрофотометрическими кривыми, полученными спектрофотометром СФ-10 или СФ-14.

Некоторые хлориты из скв. Ульясте (45П), Пярну и Палукюла нами обозначены как разбухающие хлориты. Они характеризуются, после обработки образца этиленгликолем, первым базальным рефлексом до 15,0 Å, который после термической обработки при 500°С в течение двух часов сокращается до 13,8Å, а иногда до 13,4Å. Необработанные образцы характеризуются первым базальным рефлексом 14,1—14,3 Å. Как правило, такие хлориты никогда не встречаются во фракции менее 0,001 мм мономинеральными. В сущности их следует считать неупорядоченно смешанно-слойными минералами, в составе которых встречаются хлоритовые и некоторые монтмориллонитовые слои. Нами условно монтмориллонит-хлоритом приняты только те минералы, которые после термической обработки сокращаются до 13,3 Å и меньше.

Гидрослюда. По частоте встречаемости в коре выветривания гидрослюда занимает второе место после каоличита (рис. 23). Гидрослюда встречается практически во всех в достаточной мере изученных разрезах, независимо от химического и минерального состава материнской породы. Гидрослюда не определена лишь в профиле скв. 7, Тюрсамяэ (исходные породы —- биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы).

Несмотря на большую частоту встречаемости, гидрослюда не образует значительных скоплений. Особенно это касается существенно глинистого элювия. Кривая распределения содержаний гидрослюды близка к кривой хлорита и характеризуется сильным преобладанием малых содержаний и последовательным убыванием встречаемости в сторону высоких содержаний (рис. 24). Мономинерально гидрослюда не встречается. Следует отметить, что образцы с содержанием гидрослюды выше 60% происходят из пород О-вой и I степени выветренности и отобраны с поверхностей трещин или гнезд. Более или менее равномерно и постоянно, в количестве 10-60%, гидрослюда содержится в профилях скважин Вийвиконна 44п, Арду, Туду 318, Палукюла 379, Тапа. Исходные породы в них представлены биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, а также амфиболитами и габбро-норитами. В общем можно утверждать, что гидрослюда более свойственна разрезам пород кислого состава. В коре выветривания основных пород гидрослюда встречается реже, спорадически и преимущественно в нижних горизонтах (скв. Каагвере 2. Тоотси 175. Селисте 173).

Гидрослюда обычно ассоциирует с каолинитом, но часто и с хлоритом и монтмориллонит-гидрослюдой (рис. 25).

Некоторое представление о вертикальном распределении гидрослюды дают рис. 26 и табл. IV. Отсюда видно, что гидрослюда является минералом преимущественно нижних и средних горизонтов коры выветривания (I и II степеней разложения), но встречается довольно часто и ниже и выше, в породах 0 и III степеней. Такое нехарактерное поведение гидрослюды объясняется, по-видимому, полигенетичностью гидрослюды. По петрографо-геологическим наблюдениям выделяется по крайней мере 5 генетических разновидностей гидрослюды: 1. деградационная по биотиту, 2. новообразованная по плагиоклазу, 3. ярко-зеленая синтетическая гидрослюда, 4. наложенная, новообразованная по каолиниту и 5. наложенная гидротермальная.

Следует сразу же отметить, что рентгеновскими методами названные разновидности слабо изучены. Обусловлено это тем, что гидрослюда обычно присутствует как второстепенный компонент в смеси глинистых минералов, что затрудняет ее точное определение.

Все изученные образцы гидрослюд принадлежат к диоктаэдрическому типу, с межплоскостным расстоянием рефлекса (060) около 1,50 Å. В число проб попадают представители почти всех разновидностей гидрослюды: деградационная по биотиту (обр. 461/68 и 463/68, скв. Арду), синтетическая (обр. 8934 и 8935, скв. Тоотси), наложенная по каолиниту (обр. 103 и 104, скв.



Рис. 34. Дифрактограммы гидрослюды с примесью хлорита: скв. Ф8 (Каазикcaape), обр. 497/68, гл. 341,0 м.

130



Рис. 35. Дифрактограммы глинистой фракции выветренного биотитового сланца из скв. Ф15 (Куртна), обр. 572, гл. 284 м (гидрослюда, каолинит, хлорит).

9*

131

Вийвиконна), наложенная гидротермальная (обр. 129, скв. Мустайыэ и обр. 152, скв. Кайдма).

Под гидрослюдой в данной работе понимаются слюдистые минералы с неразбухающей решеткой, попадающие во фракцию менее 0,001 мм. Дифрактограммы гидрослюды (рис. 34 и 55) характеризуются серией базальных рефлексов с межплоскостными расстояниями в 9,95—10,1 Å (001); 4,95—5,0 Å (002); 3,32—3,33 Å (003) и 2,49—2,50 Å (004). Базальные рефлексы нечетного порядка имеют высокую интенсивность, рефлексы четного порядка, особенно четвертая — слабы. Некоторые данные порошкограмм гидрослюды приведены в табл. VIII.

Таблица VIII

Обр. 545, скв. 18 (Пээри) глуб. 301 м			C r.	Эбр. 461/68, сн луб. 345 м	кв. Арду,
Ι	d(Å)	Интерпре- тация	I	d(Å)	Интерпре- тация
8 5 10 2 1 9 2 1 4 10 2 6 2 1 4 6 2 1 4 6 1 1 2 8iii 10 2 6 2 1 4 10 2 1 9 2 1 4 10 2 1 9 2 1 4 10 2 1 9 2 1 4 10 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 9 2 1 1 4 1 1 9 2 1 1 4 1 1 9 2 1 1 4 1 1 9 2 1 1 4 1 1 9 2 1 1 4 1 1 9 2 1 1 4 1 1 1 9 2 1 1 4 1 1 1 9 2 1 1 4 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	$10,10 \\ 4,92 \\ 4,49 \\ 3,67 \\ 3,51 \\ 3,33 \\ 3,07 \\ 2,982 \\ 2,846 \\ 2,580 \\ 2,474 \\ 2,381 \\ 2,258 \\ 2,194 \\ 2,134 \\ 1,998 \\ 1,881 \\ 1,815 \\ 1,706 \\ 1,669 \\ 1,502 \\ 1,434 \\ 1,380 \\ 1,301 \\ 1,250 \\ 1,250 \\ 1,250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 \\ 1,1250 $	ГС ГС ГС ГС ГС ГС ГС ГС ГС Кв ГС ГС Кв ГС ГС ГС ГС ГС ГС	9 8 4 10 6 3 6 4 4 10 4 4 1 2 3 7 3 8 ¹¹¹ 2 8 5 1 1 5 4	10,10 7,14 4,99 4,48 3,64 3,57 3,33 3,07 2,846 2,580 2,381 2,386 2,250 2,194 2,134 1,992 1,798 1,699 1,539 1,502 1,488 1,434 1,370 1,299 1,246	ГС Қ ГС ГС ГС ГС ГС К ГС ГС К К В ГС К К В ГС К К Б С С С С С С С С С С С С С

Данные порошковых рентгенограмм гидрослюды

Условия съемки: БСВ-4; Fe-излучение, без фильтра; 4 mA; 25 kV; РКД-57,3 мм; d=0,4 мм.

Гидрослюда, образующаяся по биотиту, встречается, по-видимому, во многих профилях, но ее распространение в деталях не выяснено. В качестве примера можно привести нижние горизонты скв. Вийвиконна 44п и верхние горизонты скв. Арду. В литературе указывается (Грайзер и др., 1969), что при гидратации биотита возникает триоктаэдрическая гидрослюда. Нами триоктаэдрическая гидрослюда до сих пор не встречена.

Гидрослюда — новообразование по плагиоклазу микроскопически легко диагносцируется; она образует типичные тонкочешуйчатые серицитовые агрегаты. Эта разновидность гидрослюды наблюдается в разрезах участками, в относительно небольших количествах и преимущественно в нижних частях разрезов (скв. Кингисепп СГ 2, Хяядемээсте 172). Серицитизация происходит в свежей или слабо выветренной породе с одновременной хлоритизацией биотита или без нее.

Иногда эта гидрослюда образует анхимономинеральные черные, буровато-черные или зеленовато-черные покрытия на стенках трещин, отличающиеся от монтмориллинитовых наличием стеклянного блеска (скв. Хяядемээсте 172, Ристикюла 174, Селисте 173).

Зеленая гидрослюда встречается в профилях основных и ультраосновных пород, на определенной глубине от поверхности, в зоне карбонатизации. Она установлена в профилях скв. Отепя 2 и Тоотси 175, в шлифах и макроскопически (без рентгеновских определений) еще и в скв. Выру 66 и Кахала 11. Гидрослюда всегда ассоциирует с карбонатом (доломитом) и монтмориллонит-хлоритом. Все эти минералы слагают жилки небольшой мощности с колломорфным строением: агрегаты натечных форм с радиальнолучистой структурой (шл. 4092^Б, скв. Отепя 2; 8929 и и 8934, скв. Тоотси 175). Описанная форма нахождения позволяет считать, что гидрослюда образовалась из коллоидных растворов, инфильтровавшихся с вышележащих горизонтов. Тесный парагенезис с карбонатом, по-видимому, объясним тем, что ионы *Са* способствуют синтез гидрослюды (Милло, 1968).

Гидрослюда окрашена в зеленоватые цвета — в яркие синевато-зеленые, легко прослеживаемые макроскопически (скв. Тоотси, Кахала, Выру), или бледные зеленые (скв. Отепя). В шлифе гидрослюда также зеленоватая и в случае густой окраски обладает заметным плеохроизмом. Агрегаты под микроскопом состоят из тонких листочков, имеющих высокое, слюдистое двупреломление.

Причина зеленой окраски гидрослюды не установлена. Возможно, что она обусловлена наличием примеси Cr (или других хромофоров), которая освобождается при разложении темноцветных минералов.

В разрезе скв. Отепя 2 типичная синтетическая гидрослюда

дает переходы в бледно-зеленоватую гидрослюду, генетически несколько отличную (обр. 4088^в, глуб. 628,20 м и обр. 4088^г, глуб. 628,30 м). Она интересна тем, что развивается по серпентину (шл. 4088^в) в серпентинитовой, бедной алюминием породе, свидетельствуя о значительной подвижности алюминия и калия, которые очевидно происходят из вышележащих выветренных гранитов (см. разрез скв. Отепя).

Наличие гидрослюды-новообразования по каолиниту предполагается в ряде профилей. Общие соображения о гидрослюдизации каолинита изложены ниже, в разделе о наложенных изменениях. Под микроскопом гидрослюдизация каолинита наблюдалась в шл. 7722, скв. Арэ 171, глуб. 446,50 м. Гидрослюда здесь тонкочешуйчатая, бесцветная серицитоподобная, ассоциирует с каолинитом. Каолинит образует тонкочешуйчатые массы и редкие относительно крупные червеобразные агрегаты. В последних, по базальным плоскостям каолинита, иногда развиваются листочки гидрослюды, продолжающиеся вне пределов червеобразных агрегатов.

Наложенная гидротермальная гидрослюда ассоциирует с хлоритом. Подвергнутые рентгенографическому определению образцы микроскопически не исследовались. Судя по аналогичным зонам изменения в разрезе скв. Ряятсма 313, гидрослюда является серицитоподобной и развивается по минералам различного состава.

Монтмориллонит-гидрослюда. Широкое распространение неупорядоченной смешанно-слойной монтмориллонитгидрослюды в древней коре выветривания Эстонии установлено впервые. По частоте встречаемости монтмориллонит-гидрослюда занимает четвертое место после каолинита, гидрослюды и хлорита (рис. 23). По общему количеству же монтмориллонит-гидрослюда опережает гидрослюду и хлорит. Это обусловлено встречаемостью монтмориллонит-гидрослюды в породах II. в меньшей мере I степени разложения (рис. 26, табл. IV), т. е. преимущественно в существенно глинистом элювии В профиле монтмориллонит-гидрослюда размещается выше зоны развития монтмориллонита, монтмориллонит-хлорита и хлорита и ниже зон гидрослюды-каолинита и каолинита. Монтмориллонит-гидрослюда ассоциирует с каолинитом, значительно реже с хлоритом и другими глинистыми минералами (рис. 25). В глинистых смесях монтмориллонит-гидрослюда присутствует преобладающе средних и малых содержаниях (рис. 24). Содержания 80— 100% встречены в 10 случаях, в чистом виде практически не встречается. Образцы 9524 из скв. Селисте 173, в которой количество монтмориллонит-гидрослюды определено как 100%, в виде следов содержат шамозит.

Распространение монтмориллонит-гидрослюды в известной мере регулируется составом исходных пород. Она не встречена

в коре выветривания гранитоидных пород с исходной ассоциацией биотит-плагиоклаз-калишпат-кварц. И наоборот, монтмориллонит-гидрослюда наблюдается почти во всех профилях пород более основного и более глиноземистого составов: в коре выветривания высокоглиноземистых гнейсов, биотито-амфиболовых и биотито-пироксеновых гнейсов, амфиболитов, основных изверженных пород, магнетитовых кварцитов. Как увидим далее, монтмориллонит-гидрослюда встречается преимущественно в виде псевдоморфоз по темно-цветным силикатам. Поэтому нужно полагать, что возникновение ее определяется не столько валовым химическим составом породы, сколько минеральным. Как существенная составная часть глинистой фракции элювия монтмориллонит-гидрослюда наблюдается в скважинах Пээри Ф18, Селисте 173, Тапа, Отепя 2, Каазиксааре Ф 8, Тюрсамяэ Ф 7 и в других.

На дифрактограммах ориентированных препаратов монтмориллонит гидрослюда устанавливается по сильному базальному рефлексу с d = 10,60—11,50 Å и по слабым базальным отражениям c d=4,80-4,95 Å и d=3,24-3,25 Å (рис. 36). После обработки препаратов этиленгликолем отражение в области 10,60-11,50 А расщепляется на два пика с d=9,70-19,0 Å и d=12,0-13,0 Å. Интенсивности возникших рефлексов зависят от того, является ли монтмориллонит-гидрослюда в образце мономинеральной или присутствует вместе с гидрослюдой. В первом случае расщепление зависит еще от количества монтмориллонитовых слоев в монтмориллонит-гидрослюды. Межплоскостные структуре расстояния остальных базальных рефлексов после насыщения препарата этиленгликолем увеличиваются соответственно до 5,20 Å и 3,30-33,3 Å. Прокаленные при 500° С в течение двух часов образцы обнаруживают базальные рефлексы с межплоскостными расстояниями 9,80—10,10Å, 4,90—5,00 Å и 3,30 Å. Интенсивности рефлексов второго и третьего порядка значительно увеличиваются по сравнению с интенсивностями природного образца.

Указанные сочетания рефлексов позволяют определять данный минерал как смешанно-слойное образование с неупорядоченной структурой, состоящее из гидрослюдистых и разбухающих (монтмориллонитовых) слоев. По значению рефлекса d (060) = 1,50-1,51 Å (табл. IX) монтмориллонит-гидрослюда принадлежит к диоктаэдрическому ряду. Разбухающая способность изученных монтмориллонит-гидрослюд колеблется, что указывает на вариации количества монтмориллонитовых слоев в структуре. Определения по методу Брауна и Мак Юана (1950) показывают, что разбухающий компонент составляет обычно 10— 30%, иногда больше.

Рентгеновскими методами чистая монтмориллонит-гидрослюда или ассоциирующая с хлоритом и каолинитом диагносцирует-



Рис. 36. Дифрактограммы смешанно-слойной монтмориллонит-гидрослюды со следами шамозита: скв. 173 (Селисте), обр. 5924, гл. 573,0 м.

.

#### Таблица IX

Ф-7 гл.	обр. 58, 237,0 м	Интерпре- тация
I	d (Å)	
	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	М-ГС Қ М-ГС М-ГС К М-ГС Гем М-ГС М-ГС 060
3 1	1,294 1,247	

#### Данные порошковой рентгенограммы монтмориллонит-гидрослюды

Условия съемки: БСВ-4, Fe-излучение, без фильтра; 4 mA; 25 kV; РКД-57,3 мм; d=0,4 мм.

ся легко (рис. 36, 11, 13, 18). Трудности возникают, когда монтмориллонит-гидрослюда встречается в смеси с гидрослюдой.

Макроскопически глинистые породы, содержащие монтмориллонит-гидрослюду, окрашены в зеленоватые цвета, в бледно-зеленые, зеленовато-серые и буровато-зелено-пестрые. Присутствие монтмориллонит-гидрослюды установлено в землистых светло-зеленых и желтовато-зеленых агрегатах, которые в ходе описания керна обычно принимались как гидрохлоритовые. Вследствие смешанно-слойной природы монтмориллонит-гидрослюда под микроскопом диагносцируется с трудом и только при учете комплекса признаков: форм нахождения, способности к разбуханию и оптических свойств. Одной из наиболее характер-

137

ных черт монтмориллонит-гидрослюды является и форма нахождения в виде псевдоморфоз по темно-цветным силикатам. Это подтверждено рентгеновскими определениями в точечных и гнездовых пробах (обр. 9523, скв. Селисте 173, глуб. 5720 м; обр. 4082 и 4088, скв. Отепя 2, глуб. 619,00 м и 626,60 м). По внешнему виду псевдоморфозы напоминают сапонитовые, а в предшествовавших микроскопических исследованиях описывались как боулингитовые. Они слагаются тонковолокнистым агрегатом с параллельным расположением волокон, что нередко создает впечатление монокристалла. Однако при больших увеличениях, особенно в скрещенных николях, выявляется волокнистое строение псевдопорфоз. Двупреломление монтмориллонит-гидрослюды колеблется, но оно относительно высокое, составляя около 0.020-0,035; показатели преломления выше, чем у монтмориллонита, но несколько ниже гидрослюдистых. Окраска в шлифе светлозеленая, редко бесцветная, иногда же густо-зеленая. Зеленые разновидности обладают ясным плеохроизмом: по Ng - синевато-зеленый или зеленый, по Np — светло-зеленый или желтовато-зеленый. У таких монтмориллонит-гидрослюд отмечается способность к окислению с изменением окраски в бурую в результате нагревания в окислительном пламени паяльной трубки и изредка в ходе изготовления шлифа (обр. 6523 и 9524, скв. Селисте 173; шл. 6523, скв. Ристикюла 174). Это свидетельствует о вхождении в структуру монтмориллонит-гидрослюды, по-видимому, в монтмориллонитовые слои некоторого количества двухвалентного железа.

На фоне общей целостности псевдоморфозы неоднородны и обладают своеобразным ячеистым строением, выражающимся в неравномерном развитии гидрослюдистого компонента по периферии псевдоморфоз, по секущим трещинам ѝ по унаследованным от силикатов трещинам спайности. Гидрослюда узнается благодаря несколько бо́льшему показателю преломления по сравнению с остальным смешанно-слойным агрегатом, более компактному сложению и, по-видимому, за счет этого — более высоким цветам интерференции. В ядрах ячеек структура псевдоморфоз нередко нарушается; здесь наблюдаются крипточешуйчатые агрегаты неопределяемых глинистых минералов, а порою хлорита и каолинита.

Разбухающая способность монтмориллонит-гидрослюды в шлифе проявляется так же, как у монтмориллонита, только менее отчетливо.

Наиболее часто наблюдаются псевдоморфозы мотнмориллонит-гидрослюды по гиперстену (скв. Отепя 2, Тоотси 175 и др.). Для них свойственны кривые пересекающиеся трещины, возникающие при любых вторичных изменениях гиперстена; вдоль этих трещин и ограничений кристалла нередко развиваются красные окислы железа. Закономерная смена в профилях снизу вверх монтмориллонитовых (сапонитовых) псевдоморфоз монтмориллонит-гидрослюдистыми, развитие гидрослюдистого компонента по периферии и трещинам псевдоморфоз, а также наблюдающиеся иногда остатки монтмориллонита в псевдоморфозах свидетельствуют о том, что данная монтмориллонит-гидрослюда образуется в результате аградационной трансформации монтмориллонита, возникшего в свою очередь за счет гиперстена. Иными словами ряд превращений имеет следующий вид: гиперстен —> монтмориллонит (сапонит) —> монтмориллонит-гидрослюда.

Псевдоморфозы монтмориллонит-гидрослюды по клинопироксену отмечены в шл. 5525 (скв. Хяядемээсте 172, глуб. 639,80 м). Они отличаются бесцветностью и наличием примеси карбоната.

Псевдоморфозы по роговой обманке наблюдаются в шл. 8926 (скв. Тоотси 175, глуб. 445,30 м). Они встречаются здесь вместе с псевдоморфозами по гиперстену, четко отличаясь от последних отсутствием примеси окислов железа, очень слабой окраской и более однородным строением. Нужно отметить, что в ходе разложения роговой обманки сапонит не образуется. По крайней мере в изученном материале сапонитовые псевдоморфозы по роговой обманке не наблюдались. В разрезе породы со свежей роговой обманкой переходят в породы, в которых амфибол замещен монтмориллонит-гидрослюдой. Эта закономерность отражается и в более общем плане: в коре выветривания амфиболсодержащих пород, лишенных пироксена (скв. Ваки 66 П, Арду, Палукюла 379, Кейла), монтмориллонит-гидрослюда развита широко, а монтмориллонит не установлен. Следовательно, имеющиеся данные свидетельствуют об образовании монтмориллонит-гидрослюды по роговой обманке прямо, без промежуточных стадий: роговая обманка -> монтмориллонит-гидрослюда.

Таким образом, основной формой нахождения монтмориллонит-гидрослюды являются псевдоморфозы по гиперстену, роговой обманке и клинопироксену. Что касается высокоглиноземистых гнейсов, то последние микроскопически почти не изучены. Косвенно можно предполагать, что монтмориллонит-гидрослюда в них образуется за счет кордиерита, возможно, через стадию хлорита или монтмориллонита. Кроме того, согласно микроскопическим наблюдениям, не исключена возможность образования монтмориллонит-гидрослюды в небольших масштабах по микротрещинам в полевых шпатах (например, скв. Отепя 2, шл. 4079, глуб. 611,90 м) и как деградационная по гидробиотиту (некоторые образцы из скв. Хяядемээсте 172).

Образование монтмориллонит-гидрослюды в литературе интерпретируется различно. В работе по коре выветривания кристаллических пород Русской платформы основным путем формирования ее считается деградация гидрослюд (Ерощев-Шак и др., 1969), хотя описывается также ее образование по микроклину, пироксенам и монтмориллониту (Грайзер и др., 1969). В нашем случае уверенно устанавливаются аградационная трансформация сапонитового монтмориллонита (гидрослюдизация монтмориллонита) и новообразование по роговой обманке.

Каолинит является преобладающим глинистым минералом коры выветривания как по частоте встречаемости (рис. 23), так и по общему количеству в глинистом элювии: он часто встречается в больших содержаниях (рис. 24). Мономинерально каолинит встречен в 27 образцах. Из 30 рентгенографически изученных разрезов каолинит присутствует во всех, кроме скв. Селисте. В последней вместо каолинита содержится более поздний. наложенный шамозит. Не исключена возможность, что здесь в смеси с шамозитом в небольшом количестве находится и каолинит, так как рентгенографическая идентификация смеси этих двух фаз затруднена. Во многих профилях, в верхних горизонтах, каолинит образует самостоятельные каолинитовые зоны, характеризующиеся равномерно высоким содержанием каолинита (скв. Вока 315, Вока Ф2, Тапа, Тюрсамяэ Ф7 идр.). Приуроченность каолинита к верхам разрезов выявляется и статистически из всей совокупности определений каолинита (рис. 26, табл. IV). Каолинит типичный минерал пород III степени разложения, хотя в подчиненных количествах он встречается и среди менее выветренных пород.

Ассоциирует каолинит главным образом с гидрослюдой, монтмориллонит-гидрослюдой и хлоритом (рис. 25). Из неглинистых минералов совместно с каолинитом часто наблюдаются окислыгидроокислы железа — гетит и гематит (рис. 37).

Рентгенографическим методом каолинит диагносцируется по базальным отражениям первого, второго и третьего порядков, с межплоскостными расстояниями соответственно 7,14 Å, 3,57 Å и 2,38 Å (рис. 15). После двухчасового прокаливания при 500° С эти рефлексы исчезают — структура каолинита разрушается. При обработке каолинита 10%-соляной кислотой в течение двух часов при 80° рефлексы сохраняются (рис. 35). Эти виды обработки служили основными критериями отличия каолинита от хлорита, который при нагревании не разрушается, а в HCl растворяется.

Согласно микроскопическим наблюдениям каолинит полигенетичен в отношении исходной фазы, а соответственно и механизма образования. Из первичных силикатов каолинит образуется прямо по полевым шпатам, как по плагиоклазу, так и по калишпатам. Каолинитизация происходит на различных горизонтах профиля, причем в нижней части разреза она ограничена трещинами и отдельными гнездами. Кроме того, на средних и верхних горизонтах коры выветривания каолинит возникает за счет стадиальных глинистых минералов: гидрослюды, монтмориллонит-гидрослюды, частично, возможно, и за счет хлорита и монтмориллонита. Все указанные пути возникновения каолинита характеризуются значительной перестройкой структуры и классифицируются, по Ж. Милло (Милло, 1968), как новообразования.



Рис. 37. Дифрактограммы каолинита с примесью гетита: скв.  $\Phi 2$  (Вока), обр. 10, гл. 232,4 м.

Данные порошковой рентгенограммы каолинита

об г.п.	Ф7 бр. 53 230,0 м	Ka	олинит	Ф7 обр.53 гл.230,0 м		Қаолинит	
I	d Å	III	d Å	I	d Å	I	dÅ
I 9 1 10 10 2 1 3 7 2 9 9 1 10 2 2 9 9 1 10 6 2 1 5 1 3 2 2 1 6 3 1 2 10 10 10 2 11 10 10 2 11 10 10 2 11 10 10 10 2 11 10 10 10 10 10 10 10 10 10	$\begin{array}{c} d \ A \\ \hline 7,18 \\ 4,96 \\ 4,44 \\ 4,18 \\ 3,87 \\ 3,66 \\ 3,56 \\ 3,39 \\ 3,12 \\ 2,82 \\ 2,75 \\ 2,57 \\ 2,49 \\ 2,44 \\ 2,34 \\ 2,29 \\ 2,18 \\ 2,14 \\ 1,985 \\ 1,946 \\ 1,836 \\ 1,715 \\ 1,695 \\ 1,664 \\ 1,615 \\ 1,578 \\ 1,543 \\ 1,488 \\ 1,451 \\ 1,410 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\ 1,391 \\$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	d $A$ 7,16 4,46 4,36 4,18 4,13 3,845 3,741 3,573 3,372 3,144 3,097 2,753 2,558 2,526 2,491 2,378 2,558 2,526 2,491 2,378 2,338 2,288 2,288 2,247 2,181 2,136 2,061 1,989 1,939 1,896 1,869 1,839 1,809 1,781 1,707 1,685 1,662 1,619 1,584 1,542 1,429 1,403 1,390	I       4       4       4       4       4       4       4       4       4       4       4       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1       1    <	<ul> <li>d Å</li> <li>1,337</li> <li>1,305</li> <li>1,282</li> <li>1,265</li> <li>1,247</li> <li>1,234</li> <li>1,202</li> <li>1,191</li> <li>1,169</li> <li>1,124</li> <li>1,118</li> <li>1,097</li> <li>1,078</li> <li>1,060</li> <li>1,052</li> <li>1,024</li> <li>1,013</li> <li>0,998</li> <li>0,990</li> <li>0,987</li> </ul> Ия съемки: <ul> <li>, Fе-излучен</li> <li>25 kV</li> <li>57,3 мм, d=</li> </ul>	I 4 6ш 2 5 3 3 1 1 3 3 1 1 3 2 1 2 2 2 2 2 2	<ul> <li>d Å</li> <li>1,338</li> <li>1,305</li> <li>1,292</li> <li>1,282</li> <li>1,264</li> <li>1,246</li> <li>1,235</li> <li>1,217</li> <li>1,200</li> <li>1,190</li> <li>1,168</li> <li>1,124</li> <li>1,094</li> <li>1,082</li> <li>1,057</li> <li>1,049</li> <li>1,039</li> <li>1,021</li> <li>1,013</li> </ul>

Можно предполагать, что каолиниты с различной историей становления имеют свои отличительные черты в тонкой структуре. В литературе имеются указания на то, что каолиниты, возникающие из переходных минералов (например, из монтмориллонита), обладают менее совершенной структурой по сравнению с каолинитами, образовавшимися за счет полевых шпатов (Ерощев-Шак и др., 1969). Каолиниты древней коры выветривания Эстонии в этом аспекте детально не исследовались, но и на основе имеющихся данных намечаются разные по степени совершенства структурные разновидности.

В основном каолиниты коры выветривания относятся к хорошо окристаллизованным разностям, характеризуясь полной

Таблица XI

		Инте	рпрет	ация			Интер	прет	ация
о( гл.	Ф-3 5р. 30 231,5 м	Другие мине- ралы	Ka	олинит	с гл.	Ф-3 обр. 30 231,5 м	Другие мине- ралы	K	аолинит
I	d A		I	d A	Ι	dÅ		I	dÅ
9 3 3 10 2 2 6 5 4 9 2 8 9 2 1 2 7 1 6 6 5	7,16 4,96 4,58 4,17 3,98 3,72 3,57 3,38 2,99 2,70 2,59 2,52 2,44 2,35 2,30 2,26 2,20 2,10 2,00 1,849 1,806	Гет Гет Гем Гет Гет, Гем Гет Гет Гет Гет Гет Гет Гет	10 8 10 8 8 8 9 1 4 4	7,18 4,48 3,58 2,56 2,50 2,386 2,341 2,206 1,989 1,789	8 7 2 5 - 8 6 7 8 3 3 6 2 5 3 2 2 5 3 2 2 5 2 2 2 2 2 2 2	$\begin{array}{c} 1,713\\ 1,691\\ 1,668\\ 1,603\\ 1,562\\ 1,511\\ 1,492\\ 1,456\\ 1,418\\ 1,394\\ 1,314\\ 1,287\\ 1,263\\ 1,243\\ 1,152\\ 1,142\\ 1,124\\ 1,103\\ 1,056\\ 1,082\\ \end{array}$	Гет Гем, Гет Гет, Гет Гет, Гет Гет, Гет Гет, Гем Гет Гет Гет Гет Гет	5 1 10 3 2 1 1 1 3 1 1/2 3 1 1/2 3	1,666 1,541 1,488 1,458 1,432 1,375 1,339 1,310 1,284 1,265 1,250 1,237 1,194
	l						{		

Данные порошковой рентгенограммы каолинита с примесью гетита и гематита

Условия съемки: БСВ-4; Fe-излучение, без фильтра; 4mA; 25 кV; РКД-57,3 мм; d=0.4 мм.

серией рефлексов. Они свойственны профилям скважин Тюрсамяэ Ф7, Каагвере 1, Отепя 2, Вийвиконна 44п, Вока 315. Пример наиболее хорошо окристаллизованного каолинита приводится в табл. Х.

Плохо окристаллизованные каолиниты встречены в коре выветривания скважин Вока Ф2 и Вока Ф3. Они характеризуются диффузной полосой в области межплоскостных расстояний 4,5— 3,5 Å и отсутствием рефлексов между отражениями (002) (d=3,57 Å) и (201) (d=2,56 Å). По этим признакам каолиниты относятся к неупорядоченным по оси в (Robertson et al, 1954) (табл. XI). Менее резко неупорядоченность структуры выражена у некоторых каолинитов из профиля скв. Тоотси. У них иногда присутствует слабый рефлекс с межплоскостным расстоянием d=4,18 Å (табл. XII).

Из вышеуказанного материала как будто намечается некоторая связь степени окристаллизованности с характером исходной для каолинита фазы. Плохо окристаллизованные каолиниты свойственны коре выветривания магнетитовых кварцитов. Последние содержат полевые шпаты прослоями и в небольшом количестве. Следовательно, образование каолинита шло в основном через стадийные глинистые минералы, через монтмориллонит-гидрослюду, гидрослюду и, возможно, хлорит. Наоборот, исходные породы хорошо окристаллизованных каолинитов представлены относительно богатыми полевошпатовой составляющей породами: биотитовыми, высокоглиноземистыми и биотито-пироксеновыми гнейсами и габбро-норитами. Исходной фазой каолинита служили как прямо полевые шпаты, так и различные переходные минералы слоистой структуры.

У некоторых каолинитов из коры выветривания основных пород (скв. Тоотси 175, Отепя 2 и Тапа) на дифрактограммах наблюдается расхождение интенсивности рефлексов (002) и (003) против обычного, а также колебания соотношения интенсивностей (001) (002) (рис. 15). Некоторые дифрактограммы каолинита совсем лишены рефлекса (003). В то же время рентгенограммы, полученные порошковым фотометодом, мало отличаются от типично каолинитовых.

Особую проблему еще составляет условно выделяемый т. н. «зеленый каолинит». «Зеленым каолинитом» названа разновидность каолинита, дающая рентгенограмму обычного или несколько неупорядоченного по оси в каолинита и обладающая зеленоватой макроскопической окраской. Она наблюдается в верхних горизонтах коры выветривания скважин Тоотси 175, Пярну, Ристикюла 174, т. е. в разрезах Юго-западной Эстонии, подвергнутых наложенным изменениям в восстановительных условиях, включающих шамозитизацию, образование 14 Å-ого хлорита и карбоната. Наиболее характерная черта «зеленого каолинита» состоит в способности его окисляться при прокаливании с пробу-

Скв. 175 (Тоотси) И обр. 8922 гл. 439,3 м		Интерпре- тация	С (( об гл.	кв. 175 Гоотси) 5р. 8922 438,8 м	Интерпре- тация	
I	d Â		I	dÅ		
10 3 3 2 9 8 9 6 2 3 1 1 2 7 7 2 1 2 5 8 6 2 1 2 1 2 2 3 3	7,14 4,46 4,18 3,87 3,57 2,70 2,53 2,309 2,21 2,13 2,10 2,06 1,998 1,848 1,699 1,668 1,648 1,610 1,556 1,493 1,459 1,315 1,288 1,264 1,239 1,194 1,174 1,145 1,110 1,060	К К К К К Гем К Гем К Гем К К Сем К К Сем К К К К К К К К К	$ \begin{array}{c} 10 \\ 9 \\ 6 \\ 5 \\ 10 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 5 \\ 7 \\ 8 \\ 7 \\ 4 \\ 2 \\ 1 \\ 4 \\ 4 \\ 1 \\ 1 \\ 3 \\ 3 \\ 1 \\ 4 \\ 1 \\ 8 \\ 3 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 4 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 3 \\ 1 \\ 3 \\ 3$	$\begin{array}{c} 7,18\\ 4,48\\ 4,18\\ (3,90)\\ 3,56\\ 3,38\\ 3,22\\ 2,98\\ (2,83)\\ 2,70\\ 2,57\\ 2,50\\ 2,35\\ 2,29\\ 2,21\\ 2,13\\ 1,992\\ 1,841\\ 1,803\\ 1,755\\ 1,697\\ 1,664\\ 1,623\\ 1,548\\ 1,490\\ 1,455\\ 1,420\\ 1,455\\ 1,420\\ 1,335\\ 1,312\\ 1,286\\ 1,241\\ \end{array}$	К К К К К К К К К К К К К К К К К К К	

Данные порошковых рентгенограмм каолинитов

Условия съемки: БСВ-4; Fе-излучение, без фильтра; 4 mA;  $25~{\rm kV};~{\rm PKJ-57,3}~{\rm MM};~{\rm d}\!=\!0,4~{\rm MM}.$ 

рением образца. Это происходит при термической обработке дифрактометрических препаратов, при прокаливании образца под паяльной трубкой, но и при кипячении образца в канифоле перед изготовлением шлифа. Неокисленный «зеленый каолинит» под микроскопом обладает оптическими свойствами обычного каолинита: он бесцветен, прозрачен, с каолинитовыми показателями преломления. В окисленном виде он приобретает заметный

10 Труды по геологии VI

145

плеохроизм в желтых и бурых тонах (желтый или бесцветный по Np', бурый по Ng'), хорошо прослеживаемый в более крупных червеобразных агрегатах (скв. Тоотси 175, обр. 8922, глуб. 438,8 м).

В интерпретации природы «зеленого каолинита» возможно несколько вариантов. На первый взгляд напрашивается вывод, что имеется однородная каолинитовая фаза, в решетке которой часть октаэдрических позиций заселена Fe⁺⁺, окисляющимся при прокаливании. Замещение алюминия железом может быть незначительным, не отражающимся на рентгенограмме. В свете имеющихся данных более вероятно, однако, что «зеленый каолинит» представляет собой каолинит с небольшой примесью шамозита. Возможно, что червеобразные агрегаты каолинита шамозитизированы частично, маломощными слоями по базальным плоскостям, не выявляемыми под микроскопом. В пользу такой интерпретации говорят редкие шамозитовые отражения, наблюдающиеся иногда на рентгенограммах зеленых каолинитов скв. Тоотси (табл. XII), а также неоднородность распределения окраски в окисленном каолините.

Шамозит. Шамозит рентгенографически определен в коре выветривания двух скважин: скв. 173, Селисте и скв. 171, Арэ. Присутствие его зарегистрировано всего в 12 образцах. По микроскопическим данным наличие шамозита предполагается еще в профилях скв. 174, Ристикюла и 175, Тоотси. В мономинеральном виде не встречен; в обр. 7723 из скв. Арэ содержание его доходит до 95%; преимущественно же он наблюдается в количествах 30—40% (рис. 24). Шамозит ассоциирует главным образом с монтмориллонит-гидрослюдой (скв. Селисте) и с гидрослюдой (скв. Арэ). Реже в смеси с шамозитом отмечаются каолинит, хлорит и монтмориллонит (рис. 25).

Шамозит размещается в верхних частях профилей, слагаемых породами II и в меньшей мере I степени разложения. Он образует неправильной формы тонкодисперсные массы в верхних горизонтах и гнезда и прожилки в более глубоких горизонтах. Шамозит встречается, в основном, в коре выветривания метаморфитов основного состава, или же пироксен- и амфиболсодержащих гранито-гнейсов (скв. Арэ). Регионально распространение ограничено Юго-Западной Эстонией, где на кристаллический фундамент прямо налегают отложения нижнего кембрия.

Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что шамозит является наложенным на первичную кору выветривания минералом, образовавшимся по глинистым продуктам верхних горизонтов коры выветривания в период захоронения ее под нижнекембрийскими осадками. Возникновение шамозита является только частью наложенных изменений, происходивших в восстановительной и щелочной среде и приводивших кроме шамозитизации к образованию карбонатов (доломита и сидерита), «зеленого

146

каолинита» и 14 А-го хлорита (раздел «Наложенные изменения глинистых минералов»).

Макроскопически агрегаты шамозита имеют весьма характерную светло-зеленую или серовато-зеленую окраску; обычно они обладают матовой поверхностью, но при наличии мелких поверхностей скольжения и стеклянным блеском. Шамозит, как правило, образует весьма тонкодисперсные агрегаты, вследствие





чего под микроскопом он диагносцируется с трудом. О узнается по относительно высокому показателю прелом ления, составляющему порядка 1,6, по зеленоватой краске и по свойству легко окисляться. При окислении шамозит буреет, и окислением Fe⁺⁺ в F⁺⁺⁺. При этом первоначальный относительно слабый плеохроизм в зеленоватых тонах — от бледно зеленого до почти бесцветного - меняется на более резкий плеохроизм в бурых тонах, от бурого по Ng до бледно-желтого пс Np. Окисление происходит при прокаливании образца под паяльной трубкой и при кипячении образца в канифоле перед изготовлением шлифа. По этой причине большинство шлифов из существенно выветренных пород содержит только бурый, окисленный шамозит.

Оптические свойства шамозита лучше прослеживаются в шлифах из скв. Арэ (например, в шл. 7724, глуб. 453,10 м), где шамозит образует листоватые агрегаты относительно крупных размеров, достигающих иногда десятых долей мм. Здесь видно, что шамозит обладает несколько более высоким двупреломлением по сравнению с каолинитом, составляющим около 0,010----0,015. Жильные тонкодисперсные формы типичны для пород скв. Селисте, 173.

Шамозит образуется за счет преобразования гипергенных глинистых минералов, в первую очередь, за счет каолинита. Т. н. «зеленый каолинит», возможно, следует рассматривать как промежуточное звено в превращении каолинита в шамозит (см. описание каолинита). Кроме того, в профиле скв. Селисте наблюдается развитие шамозита по смешанно-слойной монтмориллонит-гидрослюде (шл. 9523, глуб. 572,0 м).

Рентгеновские данные шамозита приведены в табл. XIII и на рис. 38.

Для шамозита характерны рефлексы с межплоскостными расстояниями 7,06 Å (001) и 3,54 Å (002). По порошкограммам, полученным фотометодом, значение d (060) составляет 1,56 Å, что является одним из основных критериев отличия шамозита от каолинита. После пропитывания образцов органическими жидкостями положения рефлексов не изменяются. Прокаливание при 500° С в течение двух часов вызывает исчезновение всех рефлексов; первоначально зеленовато-серый образец при этом превращается в бурый или красный (происходит окисление железа).

Сепиолит. В ходе рентгенографического исследования глинистых минералов коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии в профиле скв. Ульясте 45п (Северо-восточная Эстония) был обнаружен сепиолит. Это первая находка сепиолита в горных породах Эстонии. Сепиолит определен в двух образцах; в обоих случаях предполагается его гидротермальное происхождение.

# Данные порошковых рентгенограмм шамозита

скв. Арэ гл. 449,4 м обр. 7723			Шамозит (по Brindley, 195	1)
1	d (A)	II	d(A)	1
10 4	7,04 4,66	10 2 2	7,05 4,67 4,57	001
5 10 1 1	$3,91 + \beta$ 3,53 3,33 3,16 2,00	1/2 1 10	4,28 3,90 3,52	002
1 4 5 9	3,00 $2,82 + \beta$ 2,68 2,52	? 4 9 4	2,80 2,678 2,519 2,404	
2 1 2	2,35 2,28 2,21	1/2 1/2	2,337 2,273	
0 1 1	2,15 2,10 2,03 1.968	1	2,011	d de
6 2 2	1,77 1,72β 1,67β	4 ? 1/2	1,768 1,693 1,665	
9 7 3	1,65 1,558 1,521 1,486	7 3 каоли	1,555 1,523 нит	060
5 5 1 5 1 2 2 2 2	1,476 1,424 1,347 1,324 1,260 1,248 1,171 1,075	1 1/2 1/2	1,473 1,425 1,347 1,326	
 Зш	1,048 1,010			

Условия съемки: БСВ-4, Fe-излучение, без фильтра; 4 mA; 25 kV; РКД-57,3 мм; d=0,4 мм.

Мономинеральный сепиолит встречен в выветренном и гидротермально измененном форстеритовом мраморе на глубине 164,45 м (обр. 45---85). Сепиолит образует белые спутанно-волокнистые массы, кото рые тонким слоем обвалакивают стенки пустот диаметром 0,5— 3,0 см. Как правило, сепиолит встречается наросшим на каль цит, причем поверхность кристаллов кальцита заметно раство рена.

Во втором образце (обр. 45—144^A, глуб. 211,90 м) сепиолинаблюдается в качестве материала выполнения трещин средсвежих кварцитов. Материал этот макроскопически состоит и двух тонких слоев мощностью около 0,2 мм белого и зеленовато

1204



### Таблица XIV

обр. скв. 45 гл.	45—148В 5п (Ульясте) 222,80 м	Тальк+		
I	d A	ĩ	d Å	
$\frac{10}{2}$	8,27 5.08	70	9,30	
-	0,00	10	4.65	
9	4.57	80	4.57	
2	3.50			
8	3,13	70	3,10	
1	2,90			
1	2,70			
2	2,61	60	2,60	
8	2,48	100	2,48	
1	2,21	20	2,20	
1	2,10	10	2,10	
		5	1,92	
1	1,88	20	1,86	
2	1,76			
2	1,72	10	1,72	
4	1,68	5ш	1,67	
10	1 504	10	1,50	
10	1,524	10	1,52	
1	1 455	10	1,01	
1	1,400	10	1,40	
1	1,440	90	1 30	
1	1,034	10	1,05	
1	1 293	10	1,00	
1	1,200			
î	1.060			
3	1.003			
•	.,			

Данные порошковых рентгенограмм талька

+ Рентгенометрическая картотека, карточка 3-0887 и Грунера (Gruner, 1934).

Условия съемки: БСВ-4; Fe-излучение, без фильтра; 4 mA; 25 kV; РКД-57,3 мм; d = 0,4 мм.

черного землистого вещества. Согласно дифрактометрическому определению здесь сепиолит присутствует в смеси с магнезиальным монтмориллонитом.

Дифрактограмма сепиолита приведена на рис. 39.

Тальк. Тальк обнаружен в одном образце из скв. Ульясте 45п (обр. 45—148^в, глуб. 222,80 м). Тальк слагает выполнение трещины мощностью 8 мм среди невыветренных сливных графит-, пирротин- и пироксеносодержащих кварцитов. Агрегат талька имеет плотное неясновыраженное колломорфное строение; окра-



шен в бледно-зеленый цвет и обладает шелковистым блеском. В массе талька наблюдаются мелкие (диаметром до 6—7 мм) гнезда кальцита и пирита. По тончайшим трещинам и в мелких пустотах наблюдаются почковидные выделения гетита.

Ассоциация талька с кальцитом и пиритом, а также локализация его в зоне гидротермальных изменений позволяют отнести тальк к гидротермальным образованиям, наложенным на выветривание.

Данные дебаеграммы талька полностью сходятся с литературными (табл. XIV и рис. 40).

Вермикулит зафиксирован в одном образце из скв. Селисте 173 (обр. 9532, глуб. 591,10 м) в смеси с хлоритом, но нужно отметить, что полной уверенности нет даже в этом единственном определении.

Как понимать факт практически полного отсутствия вермикулита в коре выветривания кристаллического фундамента Эстонии? Ведь работами Ю. С. Дьяконова и других установлено, что при гидрадации биотита обычно возникает смешанно-слойное образование вермикулит-биотит.

Вопрос о присутствии или отсутствии вермикулита очевидно требует более глубинных исследований. По-видимому, установление вермикулита во многом зависит от того, какой материал подвергается исследованию - крупнокристаллические образцы или тонкодисперсные массы, а также от понимания содержания термина «вермикулит». Мы придерживались определения, по которой вермикулит — 14 А-вый минерал, у которого это отражение при нагревании сокращается до 9,3 А и не изменяется в ходе обработки органическими жидкостями. В тонкой фракции выветренных пород, даже обогащенных гидробиотитом, такая фаза не была обнаружена. Состав богатых гидробиотитом образцов интерпретировался как смесь гидрослюды и хлорита (например, в скв. Вийвиконна 44п). В общем такие же результаты полуавторов, изучавшим кору выветривания чены коллективом кристаллических пород Русской платформы; вермикулит встречен исключительно редко (Грайзер и др., 1969).

## Наложенные изменения глинистых минералов

В принципе возможные наложенные процессы можно подразделить на четыре категории в зависимости от характера процесса и времени проявления: 1. наложение эпох выветривания различного возраста, 2. изменения при захоронении коры выветривания под действием среды трансгрессирующего бассейна, 3. изменения в погребенном элювии и 4. наложенные гидротермальные изменения.

 Наложение эпох выветривания различного возраста. Как известно, кристаллический фундамент Эстонии являлся областью денудации в течение длительного промежутка времени, общей протяженностью возможно до 1 миллиарда лет (от завершения свекофенской складчатости, примерно, 1750— 1850 млн. лет тому назад до перекрытия осадками венда возрастом приблизительно 650 млн. лет). За это время тектонические и климатические условия выветривания могли неоднократно изменяться. Имеющиеся данные, однако, не позволяют выделить различные эпохи в формировании коры выветривания. Наоборот, из единства характера зональности создается впечатление, что по крайней мере изученные выветренные образования формировались в течение одной эпохи, возможно довендской.

2. Изменения при захоронении коры выветривания под воздействием среды трансгрессирующего бассейна обнаруживаются в коре выветривания кристаллического фундамента Эстонии. Они устанавливаются в самых верхах разрезов. Выдвигаются два типа изменений глинистых минералов, имеющих региональный характер в зависимости от природы кровли: гидрослюдизация и шамозитизация.

Гидрослюдизация наблюдается в ряде разрезов Северо-Восточной и Южной Эстонии, где кора выветривания перекрывается алевролитами и песчаниками гдовской свиты (скв. 44п, Вийвиконна; ФЗ, Вока; Ф1, Йыхви; Ф18, Пээри; 2, Отепя). Кроме того, более позднее образование гидрослюды отмечается в одном профиле из Юго-Западной Эстонии, в частично перемытых продуктах выветривания скв. 171, Арэ.

Гидрослюдизация выражается в появлении гидрослюды или в обогащении ею маломощных зон (до 0,5—1—2 м) верхних частей разрезов, непосредственно под покровом осадочных пород.

Все названные выше разрезы отличаются повышенной трещинноватостью — относятся к трещинно-сквозному типу, иногда с уклоном к трещинному; существенно каолинитовая зона развита относительно полно (скв. Отепя, Вока ФЗ, Пээри) или большей частью размыта (скв. Вийвиконна). В наиболее полно сохранившихся профилях сквозного типа гидрослюдизация не отмечается. Наоборот, в них прослеживается закономерное убывание гидрослюды кверху (скв. 315, Вока; Ф2, Вока; Тапа).

Очень вероятно, что тенденция обогащения гидрослюдой верхов профилей связана с воздействием просачивающейся сверху морской воды, содержавшей в относительно высокой концентрации ионы калия. Каолинит, как считают некоторые иследователи (Милло, 1968), в таких условиях малоустойчив, и, по-видимому, претерпевает частичное превращение в гидрослюду. Процесс этот мог иметь место как в стадию седиментации, так и в стадию диагенеза осадков. Наложенный характер гидрослюды иногда прослеживается макроскопически по развитию идрослюды в виде тонких пленок с серебристым или перламуровым блеском по трещинам в выветренных породах верхних оризонтов коры выветривания (скв. 44п, Вийвиконна). Под иикроскопом развитие гидрослюды по каолиниту достоверно устанавливается в шл. 7722 (скв. 171, Арэ, глуб. 446,50 м).

Подобная рассмотренной гидрослюдизация верхних горизонгов коры выветривания описывается в литературе для восточных зайонов Русской платформы. (Бобров, Щипакина, 1969).

В связи со сказанным возникает вопрос, не обязан ли процессу превращения каолинита в гидрослюду наблюдающийся резкий контраст в составе глинистых фракций покрывающих эсадков и выветренных кристаллических пород.

Пробы из базальных слоев осадочных образований и из самих осадков показывают резкое увеличение количества гидрослюды, достигающего 40—60% (в смеси с каолинитом). Учитывая, что даже в нижних горизонтах коры выветривания гидрослюда не пользуется распространением, сравнимым с тем в осадках, приходится, по-видимому, допускать новообразование гидрослюды в морском бассейне в весьма широком масштабе.

Следует однако отметить, что масштабы гидрослюдизации каолинита нам не известны и что существуют еще другие более потенциальные источники гидрослюды при формировании осадочных пород. Одним таким источником является смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюда, которая в выветренных образованиях по количеству, по-видимому, занимает второе место после каолинита. В каолинитовой зоне коры выветривания монтмориллонит-гидрослюда неустойчива и превращается в каолинит, частично возможно и в гидрослюду. Неустойчива она и при гидротермальном воздействии. Для осадочных терригенных толщ Эстонии монтмориллонит-гидрослюда не характерна; по данным многочисленных рентгенографических определений она отмечается только в прослоях метабентонита (Utsal, 1970).

Поэтому весьма вероятно, что монтмориллонит-гидрослюда в присутствии катионов в растворе претерпевает аградационную трансформацию в гидрослюду.

Очевидно, история монтмориллонит-гидрослюды в осадочном процессе, а прежде всего факт исчезновения-превращения ее, заслуживают внимания при объяснении формирования состава глинистых фракций осадочных толщ Эстонии.

Шамозитизация устанавливается в верхних горизонтах профилей коры выветривания Юго-Западной Эстонии. Здесь кора выветривания погребена под нижнекембрийскими светлосерыми глауконитсодержащими песчаниками лонтоваской и пиритаской (?) свит (Мардла и др., 1968; устные сообщения Э. Пирруса и А. Мардла). Профили коры выветривания вне зоны наложенных изменений аналогичны профилям других районов Эстонии (по возрасту догдовским). Поэтому правдоподобно рассматривать кору выветривания Юго-Западной Эстонии как догдовскую (а не как донижнексмбрийскую), претерпевшую частичный размыв в связи с раннекембрийской трансгрессией.

Под явлением шамозитизации объединен по существу целый комплекс изменений (табл. XV), включающих развитие шамози-

Таблица XV

№№ пп	Скважина	Размы- тость профиля	Кровля	Новообразован- ные минералы	Мощ- ность зоны измене- ния
1.	СГ2, Кингисепп	÷ + +	серый песчаник Старт	_	
2.	175, Тоотси	-	серый песчаник	Карбонаты, зеле-	
3.	171, Арэ	+	Cm,ln светло-серый алевролит Cm ₁ ln	ный К, Ш? Дол (сферические агрегаты), Ш по К и М-ГС; в переот- ложенной части	3—8 м
4.	173, Селисте	+	серый песчаник	Дол (сфер. arp.),	~12 M
5.	Пярну	+	Cm1ln светло-серый песчаник Ст.ln	Ш по К и М-ГС Сид (сфер. агр.), зеленый К	~19 м ?
6.	174, Ристикюла	++	серая алеври- товая глина	Карбонаты (сфер. arp.), 14 Å X, зеле-	3
7.	172, Хяяде- мээсте	+	серый песчаник Ст ₁ 1п? рг?	Карбонаты; 14 Å Х	~3—4 м

### Наложенные изменения в профилях коры выветривания Юго-Западной Эстонии

Примечание: 1) — неразмытый; 2) + мало размытый; 3) ++ размытый; 4) +++ сильно размытый.

та, т. н. «зеленого каолинита», 14 Å-го хлорита и карбонатизации. Шамозит рентгенографическим методом определен в разрезах скважин 171, Арэ и 173, Селисте, но присутствие его в небольших количествах предполагается и в некоторых других профилях. Он образуется, по-видимому, за счет каолинита и монтмориллонитгидрослюды. «Зеленый каолинит» в типичном виде встречается в профилях скважин Пярну и 175, Тоотси, 14 Å хлорит и в скв. 172, Хяядемээсте. Карбонатизация верхних горизонтов коры выветривания — одна из характернейших черт всех разрезов Юго-Запада Эстонии (за исключением скв. СГ2, Кингисепп, в которой кора яветривания сильно размыта и наложенные изменения не отечаются). Карбонаты присутствуют начиная с самых верхов рофилей и преимущественно в виде мелких (диаметром 0,5— 5 мм) сферических агрегатов. Реже встречаются тонкие жилкарбоната. Сферические агрегаты карбоната представлены идеритом (скв. Пярну) и доломитом (скв. 173, Селисте; 171, рэ). Совместное развитие сферического доломита и шамозита этко наблюдается в профиле скв. Селисте 173, в обр. 9523 (глуб. 71,0 м), где шамозит и доломит слагают жилоподобное образоваие среди выветренной породы.

Отсутствие или слабое развитие каолинитовой зоны и наэльные степени разложения пород указывают на то, что проили с наложенной шамозитизацией (в широком смысле) всега в той или иной мере размыты (табл. XV).

Наложенные изменения в целом протекали в восстановительых условиях и в щелочной среде. Процесс восстановления трехалентного железа в двухвалентное выражается в развитии азличных глинистых минералов зеленого цвета, вследстие чего верхние горизонты рассматриваемых профилей окраены в зеленовато-серые тона. Только в скв. 175, Тоотси порода ятнами сохранила вишнево-бурую (от дисперсного гематита) краску, причем зеленоватые глинистые минералы («зеленый аолинит» и, возможно, шамозит) развиваются в виде жилок скв. 175, Тоотси; обр. 8922, глуб. 438,8 м). Новообразованные зееные глинистые минералы при прокаливании окисляются, преващаются в бурые.

Из литературы известны многие случаи наложения шамозиизации на выветренные образования (Никитина, 1964; Милло, 968; Бобров, Щипакина, 1969). Шамозитизация обычно сопроождается появлением сидерита и пирита. Последний минерал в ревней коре выветривания Эстонии не встречается.

3. Теоретически трансформации глинистых минеалов мыслимы в погребенной коре выветриваия, т. е. период после диагенеза покрывающих осадков до натоящего времени, вследствие изменения состава и режима груновых вод или других факторов. Эти изменения однако при даном уровне изученности не устанавливаются.

4. Наложенные на кору выветривания гидроермальные изменения. Гидротермальные полиметаллиеские проявления известны в ряде профилей коры выветриваня Эстонии. Это скважины Ульястеской группы, Кайдма 312, Лустайыэ 311^A, Палукюла 379. Проявления представлены убоой прожилковой или вкрапленной галенит-сфалеритовой минеализацией, причем с галенитом и (или) сфалеритом ассоциируот пирит, карбонаты (кальцит, доломит), хлорит. Рудные минеалы размещаются в выветренных породах (прожилками и в вежих) и не обнаруживают признаков гипергенного изменения.
Следовательно, гидротермальные процессы наложились на уж сформировавшуюся кору выветривания. На основе аналогии минерализации кристаллического фундамента и осадочного чехла высказано предположение, что полиметаллическое оруде нение имеет возраст не древнее среднего девона (Пуура и др. 1966).

Некоторые изменения, обусловленные низкотемпературными гидротермами, описаны ранее по данным макро- и микроско пических описаний (Пуура и др., 1963; Пуура и др., 1966). Преобразования глинистых минералов изучены впервые. Прев ращения изучались в общем плане, исходя из сравнения гидро термально обработанных глинистых ассоциаций с обычными ас социациями выветривания. Критерием гидротермального воз действия служило наличие галенит-сфалеритовой минерализа ции или пирито-хлорито-карбонатных прожилок.

В гидротермальном процессе из глинистых минералов воз никают хлорит, гидрослюда, тальк, сепиолит, частично, возмож но, монтмориллонит.

Наиболее характерными гидротермальными продуктами яв ляются хлорит и гидрослюда, повышенные количества которых наблюдаются во всех вышеназванных профилях. Они встреча ются либо отдельно, либо совместно и образуются как по све жим и слабовыветренным породам в прожилках, так и в суще ственно выветренных породах за счет преобразования глинистых минералов. Одним из неустойчивых в гидротермальных услоглинистым минералом оказывается смешанно-слойная виях монтмориллонит-гидрослюда, которая в минерализованных участках профилей исчезает, заменяясь хлорито-гидрослюдистой ассоциацией (скв. Палукюла 379, Кайдма 512, Мустайыэ 311А Ульясте 47 п). В скв. Ульясте 47 п в зоне минерализации наблюдается своеобразная сложная глинистая ассоциация, включаю шая в небольшом количестве монтмориллонит. Вопрос о природе монтмориллонита (гидротермальное новообразование или реликт) требует дальнейших исследований.

Тальк и сепиолит обнаружены в скважине Ульясте 45п в единичных образцах. Их гидротермальная природа не вызывает сомнений.

В целом продукты гидротермальных преобразований свидетельствуют о восстановительном и щелочном характере гидро-

¹⁾ Пуура В., Кууспалу Т., Кивисилла Я., Кихно Х., Коппельмаа Х., Мосина В., Отчет по теме: «Металлогеническая карта Эстонской ССР м-ба 1:500 000». т. III: Рудопроявления в кристаллическом фундаменте участков Иыхви и Ульясте. 1966, ЭГФ.

²⁾ Пуура В., Вахер Р., Кууспалу Т., Эрисалу Э. Отчет о результатах поисковых работ на полиметаллические руды на участках Ульясте и Синимяэ (С-В Эстония) за 1961—1962 г. г. 1963, ЭГФ.

термальных растворов, что вполне согласуется с общими представлениями о гидротермальном процессе (Бетехтин, 1955).

Для более глубокого понимания гидротермальных изменений в коре выветривания кристаллического фундамента Эстонии необходимы дополнительные детальные исследования.

### ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудооборудования. В кн.: «Основные проблемы в изучении о магматоген-
- ных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955. Бобров Е. Т., Щипакина И. Г. Восток и юго-восток Русской платформы. В кн.: «Додевонские коры выветривания Русской платформы». Изд. «Наука», Москва, 1969.
- Вахер Р. М., Кууспалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. ИГ АН ЭССР,
- Таллин, 1964. Васильев В. А. Древние коры выветривания кристаллического фундамента Южной Прибалтики. Труды Института геологии, г. Вильнюс, вып. 7. Вильнюс, 1969.
- Гинзбург И. И., Никитин К. К. Термины и понятия, относящиеся к коре выветривания. В сб.: «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении». Изд. АН СССР, 1963.
- Грайзер М. И., Ерощев-Шак В. А., Нестеренко И. П. Центральная часть Русской платформы. В кн.: «Додевонские коры выветрива-
- ния Русской платформы. Изд. «Наука», Москва, 1969. Ерощев-Шак В. А., Бобров Е. Т., Волочаев Ф. Я., Грай-зер М. И., Нестеренко И. П., Трубина К. Н. Некоторые зако-номерности формирования древних кор выветривания в пределах Русской платформы. В кн.: «Додевонские коры выветривания Русской платформы». Изд. «Наука», Москва, 1969.
- Мак-Юан Д. М. К. Монтмориллонитовые минералы. В кн.: «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Изд. «Мир»,
- Москва, 1965. Мак-Юан Д. М. К., Руиз Анил А., Браун Г. Смешанно-слойные глинистые минералы. В кн.: «Рентгеновские методы изучения и струк-тура глинистых минералов». Изд. «Мир», Москва, 1965. Мардла А. К., Менс К. А., Кала Э. А., Каяк К. Ф., Эрисалу Э. К
- К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. В сб.: «Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами». Изд. «Минтис», Вильнюс, 1968.
- Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Изд. «Недра», 1968.
- Нестеренко И. П. Смешанно-слойные минералы в коре выветривания пород основного состава северной части Среднего Приднепровья. Докл. АН СССР, 172, № 6, 1967. Никитина А. П. Древняя латеритная кора выветривания докембрийских
- пород Воронежской антеклизы. В сб.: «Латериты», к XXII сессии МГК. Изд. «Недра», 1964.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. Изд. «Недра», Москва, 1967.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Под ред. Г. Брауна. Изд. «Мир», Москва, 1965.
- Трубина К. Н. Западный блок Русской платформы. В кн.: «Додевонские коры выветривания Русской платформы». Изд. «Наука», Москва, 1969.

Brown, G., Mac-Ewan D. M. C. The interpretation of X-ray diagrams of soil clays, Part II, I. Soil. Sci., 1, 1950.
Robertson, R. H. S., Brindley G. W., Mackenzie R. C. Kaolin clays from Pugu, Tanganyika, Am. Mineral., 39, 1954.
Utsal K. Eestis leiduvatest savimineraalidest. ENSV TA juures asuva Loodus-weiligter Scherk Anderson and Computed 60, Weiden 1070.

uurijate Seltsi Aastaraamat. 60 köide, 1970.

Weaver C. E. The distribution and indentification of mixedlayer clays in sedimentary rocks. Am. Mineralogist, 41, N 3-4, 1956.

Viiding H., Kala E., Pobul E. Paluküla mõistatus laheneb. Eesti Loodus. nr. 8, 1969.

# EESTI ALUSKORRA MURENEMISKOORIKU MINERALOOGIAST

## T. Kuuspalu, V. Vanamb, K. Utsal

#### Resümee

Töös antakse esmakordselt üldistus aluskorra murenemiskooriku savimineraalide uurimisest röntgenograafiliste meetoditega. Täiendavalt on kasutatud mikroskoopilisi vaatlusi. Uurimus teostati Tartu Riikliku Ülikooli mineraloogia kabineti juures lepinguliste tööde käigus.

Kasutatud on 30 puursüdamikust pärineva 350 käsipala röntgenograafilise analüüsi tulemusi (joon. 1). Kui varasemad väheste debaegrammide andmed näitasid, et aluskorra murenemiskoorikus põhilisteks savimineraalideks on kaoliniit ja hüdrovilk, siis käesolev uurimus toob esile terve rea uusi savimineraale. Nii tuvastatakse mitmesuguse korrapärasusastmega segakihiliste savimineraalide, nagu montmorilloniit-hüdrovilk ja montmorilloniit-kloriit ning montmorilloniidi, kloriidi, šamosiidi, sepioliidi, vermikuliidi ja talgi esinemist. Segakihiliste savimineraalide määramine õnnestus tänu difraktomeetrilise meetodi kasutamisele.

Töö koosneb kahest osast. Esimeses osas antakse ülevaade aluskorra murenemiskooriku reast detailsemalt uuritud puurprofiilidest, teises osas savimineraalide mineraloogiast ja tekkest.

Hüpergeensete muutuste iseloomustamisel kasutatakse neljaastmelist skaalat: 0, I, II ja III. 1) 0-astmega tähistatakse praktiliselt värsket kivimit, milles hüpergeensed muutused on märgatavad üksikute väikeste pesadena või lõhede pindadel. 2) I astme kivimid on säilitanud esialgse tekstuuri ja struktuuri; mineraalid on osaliselt lagunenud. 3) II astme kivim koosneb põhiliselt savikatest porsumisproduktidest, väheste jääk- ja püsivate mineraalidega. 4) III aste - savikas kivim, mis on kaotanud täielikult lähtekivimi struktuuri ja tekstuuri. Need porsumisastmed on kasutatavad iga konkreetse kivimipala korral.

Iga läbilõike juures on ära märgitud temale omane porsumiskooriku tüüp, kasutades mõisteid «lõheline», «läbiv» ja «lõhelisläbiv».

Murenemiskooriku läbilõiked on jagatud 9 gruppi kivimilise koostise järgi: I — biotiitgraniidid, II — biotiit-päevakivigneisid, III — kõrge alumiiniumoksiidi-sisaldusega gneisid, IV — amfiboliidid ja aluselise koostisega gneisid-kildad, V — gabrod, VI serpentiniidid, VII — magnetiitkvartsiidid, VIII — vahelduvate kivimitüüpidega läbilõiked ja IX — läbilõiked selgete hilisemate hüdrotermaalsete muutuste ilmingutega. Iga kivimigrupi kohta tuuakse üks või mitu detailsemalt uuritud läbilõiget, kusjuures need on illustreeritud graafilise materjaliga (petrograafiline iseloomustus, savimineraalide kvantitatiivsed suhted, proovivõtmise kohad). Huvitavamate läbilõigete korral on toodud ka iseloomulikud savimineraalide difraktogrammid.

Savimineraalide mineraloogia peatükis esitatakse röntgenograafiliste määrangute tõenäosuse analüüs ning seejärel ülevaade savimineraalide leviku kohta (joon. 23). Esinemissageduse järgi murenemiskoorikus võib savimineraalid reastada järgmiselt: kaoliniit, hüdrovilk, kloriit, montmorilloniit-hüdrovilk, montmorilloniit, montmorilloniit-kloriit, šamosiit ning üksikute leidudena sepioliit, vermikuliit ja talk. Savimineraalid aluskorra murenemiskoorikus esinevad harva puhtal kujul, moodustades tavaliselt kaheja kolmekomponendilisi segusid. Enamikul juhtudel on savimineraalide paigutuses läbilõikes märgata seaduspärasust, mis väljendub savimineraalide tsonaalses esinemises (kuni 5 tsooni).

Savimineraalide leviku iseloomustamiseks on koostatud graafikud nende kvantitatiivse sisalduse, kivimi porsumisastme ja loomulike assotsiatsioonide järgi (joon. 24, 25, 26 ja tabel IV).

Üksikute savimineraalide kirjeldamisel esitatakse nende röntgenograafiline iseloomustus nii difraktomeetriliste kõverate näol kui ka fotomeetodil saadud röntgenogrammide andmete põhjal. Samas on püütud välja tuua ka savimineraalide struktuurseid iseärasusi ning neid siduda makroskoopiliste ja mikroskoopiliste vaatlustega. Toetudes petrograafilistele uuringutele antakse põgus ülevaade savimineraalide tekkest. Paljudel juhtudel antakse savimineraalide mikroskoopiline iseloomustus ja tunnused nende diagnoosimiseks.

Artikli lõnus antakse ülevaade hilisematest savimineraalide muutustest. Käsitletakse nelja muutuste kategooriat:

1) erivanuseliste porsumisepohhide esinemise võimalikkust,

2) transgresseeruva basseini mõju murenemiskoorikule (hüd-rovilgustumine ja šamosiidistumine),

3) savimineraalide võimalikku muutumist maetud murenemiskoorikus ja

4) murenemiskoorikut mõjustanud hüdrotermaalseid muutusi. Põhjalikumalt vaadeldakse neist hüdrovilgustumist, šamosiidistumist ja hüdrotermaalseid muutusi.

# ABOUT THE MINERALOGY OF THE CRUST OF WEATHERING OF THE ESTONIAN CRYSTALLINE BASEMENT

#### T. Kuuspalu, V. Vanamb, K Utsal

### Summary

For the first time a generalized account is given of the mineralogy of the crust of weathering of the crystalline basement on the basis of investigation with X-ray methods. In addition the results of microscopic observations are used. The investigation was carried out in the Cabinet of Mineralogy of the Tartu State University in the course of contractual work.

The results of the X-ray analysis of 350 hand specimens from 30 core samples were used (Fig. 1). The data of a few early Debye-Scherrer patterns showed that the main minerals in the crust of weathering of the crystalline basement are kaolinite and hydromica. However, this work brings out a large number of new clay minerals. The occurrence of mixed-layered clay minerals with a various degree of order such as montmorillonite-hydromica, montmorillonite-chlorite and montmorillonite, chlorite, chamosite, sepiolite, vermiculite and talc was established.

This work consists of two parts. In the first part a review is given of the more thoroughly investigated sections of the crust of weathering of the crystalline basement and the second part deals with the mineralogy and genesis of clay minerals.

A scale of 0, I, II and III is used for characterizing the hypergene changes.

1) Degree 0 denotes a practically fresh rock in which hypergene changes are observed as separated little nests or on the planes of crevices.

2) The rocks of Degree I have preserved their original texture and structure; the minerals are partially decomposed.

3) The rocks of Degree II consist mainly of clayey products of chemical weathering with small amondts of residual and resistant minerals.

4) A clayey rock which has fully lost the structure and texture of the source rock belongs to Degree III. Every concrete rock specimen can be classified in terms of the degrees referred to above.

In every section the characteristic type of the crust of chemical weathering is denoted by using the terms.

The sections of the crust of weathering are divided into the following 9 groups according to their rock content: I — biotite granites, II — biotite-feldspar-gneisses, III — gneisses with a high content of aluminium oxide, IV — amphibolites and gneisses-shales with a basic content, V — gabbroes, VI — serpentinites, VII —

magnetitie quartzites, VIII — sections with variable rock types and IX — sections where later hydrothermal changes are clearly observed. In every group of rocks at least more thoroughly investigated section is given and they are illustrated with graphic material (petrographical characterization, quantitative rations of clay minerals, localities of sample collection). In the case of more interesting sections typical difractograms of clay minerals are given.

The chapter on the mineralogy of clay minerals comprises the analysis of probability of X-ray identifications and a review about the occurrence of clay minerals (Fig. 23). The density of occurrence of clay minerals can be arranged in the following order: kaolinite, hydromica, chlorite, montmorillonite-hydromica, chamosite and sepiolite; vermiculite and talc are met with in some cases. In the crust of weathering of the crystalline basement clay minerals occur rarely in a pure form; usually they constitute mixtures of two or three components. In most cases a regularity of locating can be observed which is expressed as a zonal occurrence of clay minerals (up to 5 zones).

The occurrence of clay minerals is characterized graphically in accordance with their quantitative content, the degree of chemical weathering of a rock and natural associations (Figs. 24, 25, 26 and Table III).

A few clay minerals are roentgenographically described both by means of diffractometrical curves and on the basis of the data of Debye-Scherrer patterns. In the same place an attempt is made to bring out the specific features of the structure of clay minerals in connection with macroscopic and microscopic observations. On the basis of petrographic investigations a short review of the genesis of clay minerals is given. In many cases a microscopic characterization of clay minerals and marks for their diagnosis are given.

At the end of this work a review is given of the later changes of clay minerals. The following four categories of change are discussed:

I) The possibility of epochs of chemical weathering with different ages.

2) The influence of a transgressing basin on the crust of weathering (the formation of hydromica and chamosite).

3) Possible changes induced by underground waters of clay minerals buried in the crust of weathering.

4) Hydrothermal changes that have had an influence on the crust of weathering. The categories 2 and 4 are more fully discussed.

11*