

КАЙСА МЕНС, Э. ПИРРУС

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЛЯМИНАРИТОВЫХ ГЛИН НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

II. ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В настоящем сообщении рассматриваются процессы изменения минералогического и химического состава ляминаритовых глин, протекавшие при формировании на них древней коры выветривания. Морфология и особенности распространения коры выветривания изложены нами ранее (Менс, Пиррус, 1969).

Как показывают данные послойного анализа, породы в коре выветривания ляминаритовых глин по гранулометрическому составу практически не отличаются от неизмененных глин: они также сложены преимущественно пелитовой фракцией ($<0,01$ мм) со значительной примесью алевритового материала (рис. 1). Роль песчаной фракции как в коре выветривания, так и в неизмененных породах ничтожна.

В то же время в минералогическом составе породообразующего алевритового компонента происходит ряд характерных изменений, которые легко улавливаются при иммерсионном анализе. Существенные изменения по профилю коры выветривания отмечаются уже в соотношениях между минералами группы слюд, составляющих основную часть алевритовой фракции (рис. 1). Наиболее отчетливо они проявляются в полном исчезновении бурого биотита в верхах коры выветривания. Эти изменения происходят обычно на уровне разреза, где охристо-желтая окраска становится преобладающей. Исключение составляет разрез скв. Ухтна, где бурый биотит сохраняется до самых верхов коры выветривания. Количество зеленого биотита и мусковита по разрезу практически не изменяется, однако некоторые качественные изменения наблюдаются и у этих минералов. У мусковита повышается интенсивность гидратации вверх по разрезу, что проявляется в снижении показателя преломления N_m с 1,602 до 1,593 и в образовании вокруг листочков каемки гидрослюдистого состава с иной оптической ориентировкой частиц. Гидрослюдистые каемки на краях листочков мусковита наблюдаются и в невыветрелых глинах, но они встречаются там значительно реже и почти никогда не бывают сплошными, как это прослеживается в верхних горизонтах коры выветривания.

Аналогичные изменения наблюдаются и у зеленого биотита: вверх по разрезу происходит уменьшение показателя N_m с 1,640 до 1,629--1,615, обесцвечивание минерала по краям и образование (примерно у 80% листочков) каемки гидратированной слюды. Иногда чешуйчатые продукты гидратации покрывают значительные участки минерала. И все же представляется, что зеленая разновидность биотита в рассматриваемой зоне выветривания более устойчива, чем мусковит, у которого процессам изменения подвержены исключительно все зерна.

В ходе выветривания сильно разрушаются и полевые шпаты, представленные в неветрелых глинах преимущественно свежим, малоизмененным ортоклазом. В породах нижней части коры выветривания форма ортоклаза еще сохраняется, но сам минерал в большей части замещен вторичными образованиями. Выше по разрезу, в зоне преобладания охристо-желтой окраски породы, количество ортоклаза сильно уменьшается и в препаратах появляется каолинит: либо в виде плоских чешуек, либо в виде червеобразных агрегатов. В самых верхах коры выветривания ортоклаз часто полностью исчезает. Максимальное количество новообразованного каолинита (до 11,8%) характерно именно для верхних горизонтов коры выветривания.

Другим новообразующимся компонентом разреза коры выветривания является опал, максимальное количество которого обычно отмечается не у самых верхов разреза, а несколько ниже (1,5—2,0 м в скв. Яма, Пээри). Очевидно, это связано с особенностями выноса гидратов кремнезема из верхних горизонтов коры выветривания. В единичных случаях в коре выветривания установлены также новообразования кальцита в виде хорошо ограниченных ромбодров, однако количество этого минерала нигде не превышает 1% легкой фракции.

Среди минералов легкой фракции кварц является наиболее устойчивым компонентом, вследствие чего его содержание часто увеличивается вверх по разрезу за счет выпадения из фракции полевых шпатов и бурых биотитов.

Среди минералов тяжелой фракции основные изменения происходят в составе аутигенных минералов (рис. 1). Уже при первых проявлениях обожривания породы сильно сокращается количество сидерита, что сопровождается относительным увеличением роли пирита. Выше по разрезу, в зоне преобладания охристо-желтой окраски породы, сидерит полностью исчезает. Здесь же начинается разложение пирита и в большом количестве появляются бесформенные стустки гетита и гидрогетита. При этом общее количество минералов железа во многих случаях почти не изменяется, что свидетельствует об отсутствии значительного выноса и привноса соединений железа. Слюды, попавшие в тяжелую фракцию, разлагаются аналогично их листочкам легкой фракции. Содержание аллотигенных минералов тяжелой фракции: магнетита, ильменита, циркона, турмалина и других — практически не изменяется по профилю.

Изменения в составе фракции $< 0,001$ мм, выявленные по данным рентгеноструктурного, термического и химического анализов, также отражают зональное строение коры выветривания (рис. 1). При переходе к выветрелым горизонтам глин трехкомпонентный состав глинистых минералов заменяется двухкомпонентным: в зоне выветривания исчезают хлориты, постоянно присутствующие в неизменной глине. В направлении к верхам коры выветривания также несколько убывает количество каолинита и увеличивается роль гидрослюд. Если соотношение этих групп минералов во фракции $< 0,001$ мм неизменной глины обычно 1:3—1:5, то в верхах коры выветривания оно часто доходит до 1:5—1:6. Исключение составляет только разрез скв. Ухтна, где повышение каолинита наблюдается именно в верхней части коры выветривания. Однако здесь это не является следствием выветривания, а скорее всего связано с первичным обогащением лямнаритовой глины каолинитом вблизи тектонической структуры Ульясте. На это указывает также повышенное содержание каолинита в неизменной глине (рис. 1).

Относительное обогащение гидрослюдами верхней части разреза, очевидно, нельзя объяснить одним лишь образованием их за счет продуктов разложения хлоритов, ибо количество последних в неветрелой глине

составляет только 10—15%, в то время как количество гидрослюд возрастает обычно на 20—25%. Скорее всего это можно объяснить увеличением количества гидрослюд во фракции <0,001 мм в результате гидратации и дезинтеграции слюд в более грубых фракциях, что, как отмечено выше, и происходит в действительности.

Особый интерес представляет разложение хлоритов, происходящее обратно пропорционально обохриванию породы: уменьшение количества этих минералов начинается с момента появления в глине отдельных охристо-желтых пятен, и хлориты исчезают совсем на уровне, где порода утрачивает полностью серую окраску (рис. 1). По данным рентгеновского анализа минералы этой группы не обладают совершенной структурой, обычно их базальный рефлекс d_{001} составляет 13,2—13,8, реже — 14,0—14,2 Å (рис. 2). При нагревании образца базальное отражение первого порядка сокращается до 12,9 Å. Судя по сравнительной слабости рефлекса d_{001} , а также по незначительному уменьшению интенсивности рефлексов d_{002} и d_{004} после обработки 10%-ной HCl, минералы рассматриваемой группы представлены богатыми железом разностями, что, в частности, хорошо объясняет быстрое разложение их при окислении. На принадлежность хлоритов к железистым разностям косвенно указывают и данные химического анализа: низкое содержание MgO практически не меняется в ходе разложения хлоритов (табл. 2).

Сравнивая поведение железистых хлоритов глинистой фракции с поведением железосодержащих минералов алевритовой фракции, следует отметить, что разложение хлоритов начинается, как правило, с момента полного разложения зерен сидерита. Быстрое убывание пирита происходит одновременно с разложением хлоритов, но отдельные зерна пирита сохраняются даже в наиболее выветрелых горизонтах глины, что объясняется более крупными размерами его зерен. Таким образом, если учесть поведение триоктаэдрических слюд в коре выветривания лямнаритовых глин, выявляется следующий ряд устойчивости железосодержащих минералов: сидерит—бурый биотит—хлорит—пирит—зеленый биотит.

На фоне постепенного исчезновения из разреза этих минералов представляет интерес появление новообразований гетита, установленного в глинистой фракции всех выветрелых пород. Гетит появляется во фракции <0,001 мм одновременно с появлением в породе первых признаков обохривания, и его содержание быстро достигает 10—15%. Однако вверх по разрезу содержание гетита уже почти не увеличивается. Это свидетельствует о том, что образование его происходит только за счет разложения встречающихся в самой глине сидерита, пирита, хлоритов, биотитов и не сопровождается привнесением соединений железа извне. Обогащение гетитом преимущественно глинистой фракции должно рассматриваться как результат химической дезинтеграции железосодержащих минералов алевритовой размерности.

На ничтожный вынос компонентов из коры выветривания явно указывают также данные химического анализа (табл. 1, 2). Судя по различным коэффициентам, предложенным И. Гинзбургом (1963) для характеристики процессов выветривания, процессы гидратации в лямнаритовых глинах имеют крайне малое значение: соответствующий коэффициент часто имеет значения даже >1,0. Судя по коэффициенту выщелачивания, заметный вынос щелочей происходит лишь в глине как в целой породе, что хорошо согласуется с результатами минералогического анализа (разложение полевых шпатов и бурого биотита в алевритовых фракциях). Для глинистой фракции этот коэффициент близок к единице, что свидетельствует об очень малом объеме выноса из нее катио-

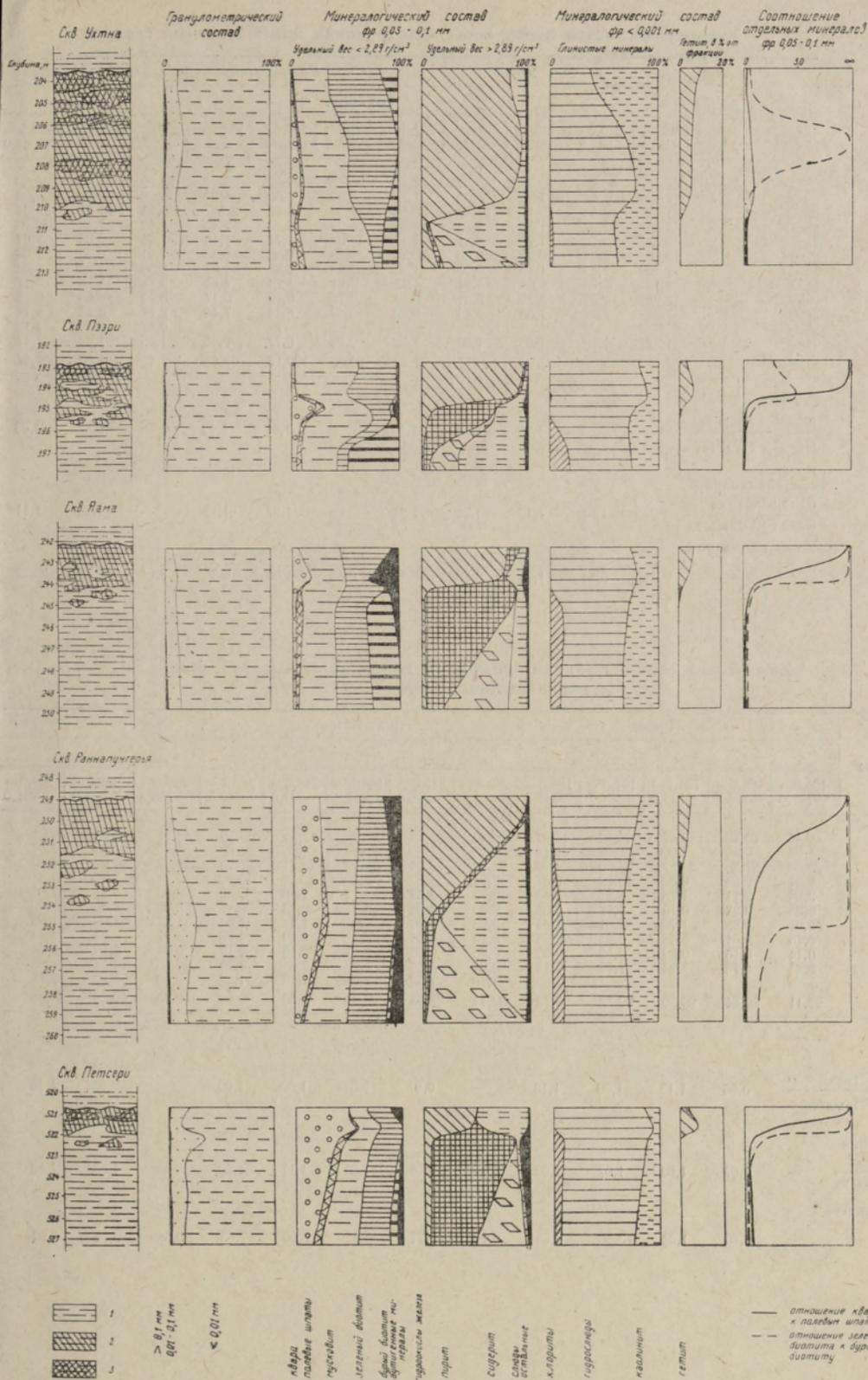


Рис. 1. Изменение состава ламинаритовых глин в зоне выветривания:

1 — ламинаритовые глинны, неизмененные; 2 — измененные глинны, охристые; 3 — глинны, сильнее измененные, охристые, с фиолетовыми или красно-бурыми пятнами и разводами.

Химический состав пород коры выветривания лямнаритовых глин, %

Компоненты	Скв. Яама					Скв. Раннапунгерья			Скв. Петсери		
	Глубина, м										
	250,2— —250,4	245,0— —245,2	244,0— —244,2	243,8— —244,0	242,3— —242,5	259,5— —259,7	254,6— —254,8	249,0— —251,0	527,0— —527,2	521,8— —522,0	520,9— —521,0
SiO ₂	57,78	56,39	59,72	54,97	55,49	48,83	64,27	53,20	57,40	51,60	50,00
TiO ₂	1,12	1,02	1,08	0,94	1,24	0,88	1,00	1,00	0,98	0,77	0,89
Al ₂ O ₃	21,52	22,85	23,11	21,40	20,66	20,14	18,89	23,47	20,23	21,31	22,34
Fe ₂ O ₃	1,28	1,47	1,85	8,34	8,28	1,29	1,83	7,49	4,52	7,47	10,70
FeO	3,84	3,30	1,25	1,21	1,33	10,02	1,74	1,18	1,24	5,05	1,04
CaO	0,67	0,61	0,29	0,30	0,24	0,83	0,36	0,33	1,51	0,85	2,38
MgO	1,66	1,52	1,16	0,95	1,25	2,28	0,85	1,07	2,26	1,08	1,33
K ₂ O	5,14	5,13	5,05	4,91	4,71	3,91	4,24	4,81	5,74	5,79	5,17
Na ₂ O	0,29	0,21	0,25	0,21	0,23	0,16	0,19	0,17	0,99	0,85	0,58
H ₂ O+	7,26	7,87	7,03	6,88	6,42	10,62	6,44	7,45	5,71	6,33	5,12
CO ₂									0,87	0,20	1,12
H ₂ O-	1,27	1,28	1,30	1,30	1,02	0,99	0,77	0,53	1,05	1,44	1,47
Сумма	100,56	100,37	100,79	100,11	99,32	99,69	100,17	101,45	101,45	101,30	100,67
Коэф. гидратации											
$\frac{(H_2O^+ + H_2O^-)_{исх}}{(H_2O^+ + H_2O^-)_{выветр}}$		0,93	1,02	1,04	1,15	—	1,61	1,45	—	0,87	1,03
Коэф. выщелачивания											
$\frac{(R_2O + RO)_{исх}}{(R_2O + RO)_{выветр}}$	—	1,04	1,15	1,22	1,21	—	1,27	1,12	—	1,22	1,11
Коэф. окисления											
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	0,33	0,44	1,48	6,89	6,22	0,13	1,05	6,35	3,64	1,48	10,29

Таблица 2

Химический состав фракции <0,001 мм пород коры выветривания лямнаритовых глин, %

Компоненты	Скв. Пээрри					Скв. Яама					Скв. Раннапунгерья		
	Глубина, м												
	196,8— —197,0	195,2— —195,5	194,7— —195,2	194,3— —194,7	192,9— —194,3	250,2— —250,4	245,0— —245,2	244,0— —244,2	243,8— —244,0	242,3— —242,5	259,5— —259,7	254,6— —254,8	249,0— —251,0
SiO ₂	50,45	50,06	49,67	44,52	47,37	50,42	50,85	52,98	47,51	43,06	48,81	48,98	46,01
TiO ₂	1,02	0,95	1,09	1,08	1,14	1,12	1,05	1,19	0,96	1,10	1,09	1,03	1,01
Al ₂ O ₃	25,38	27,25	24,87	23,66	24,90	25,28	25,94	24,19	23,81	27,74	26,67	26,67	24,49
Fe ₂ O ₃	2,31	2,84	6,80	13,62	9,67	2,51	2,52	2,60	10,56	15,02	2,41	2,39	11,31
FeO	3,86	2,11	1,76	1,57	1,43	3,73	3,42	1,12	1,60	2,05	3,53	3,21	1,91
CaO	0,35	0,22	0,15	0,17	0,08	0,30	0,26	0,21	-0,13	0,17	0,52	0,50	0,29
MgO	2,01	1,98	1,76	1,61	1,64	2,08	1,90	1,51	1,46	1,63	1,81	1,80	1,69
K ₂ O	5,15	5,51	5,46	5,25	5,66	5,22	4,94	5,72	5,29	4,53	4,07	3,91	4,42
Na ₂ O	0,14	0,16	0,09	0,12	0,09	0,25	0,20	0,16	0,18	0,12	0,09	0,10	0,10
H ₂ O+	8,44	8,76	7,44	7,72	7,14	8,24	8,56	7,56	7,65	8,13	10,43	10,64	8,43
H ₂ O-						1,40	1,33	1,53	1,18	1,27	2,83	2,92	2,76
Сумма	99,11	99,84	99,09	99,32	99,12	99,44	98,98	98,99	99,53	99,62	100,50	99,23	99,66
Коэф. гидратации													
$\frac{(H_2O^+ + H_2O^-)_{исх}}{(H_2O^+ + H_2O^-)_{выветр}}$	—	0,96	1,13	1,09	1,18	—	0,97	1,06	1,09	1,02	—	0,98	1,18
Коэф. выщелачивания													
$\frac{(R_2O + RO)_{исх}}{(R_2O + RO)_{выветр}}$	—	0,97	1,02	1,07	1,02	—	1,08	1,03	1,11	1,22	—	1,03	1,00
Коэф. окисления													
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	—	0,60	1,34	3,86	8,68	0,76	0,74	2,32	6,60	7,33	0,68	0,74	5,92

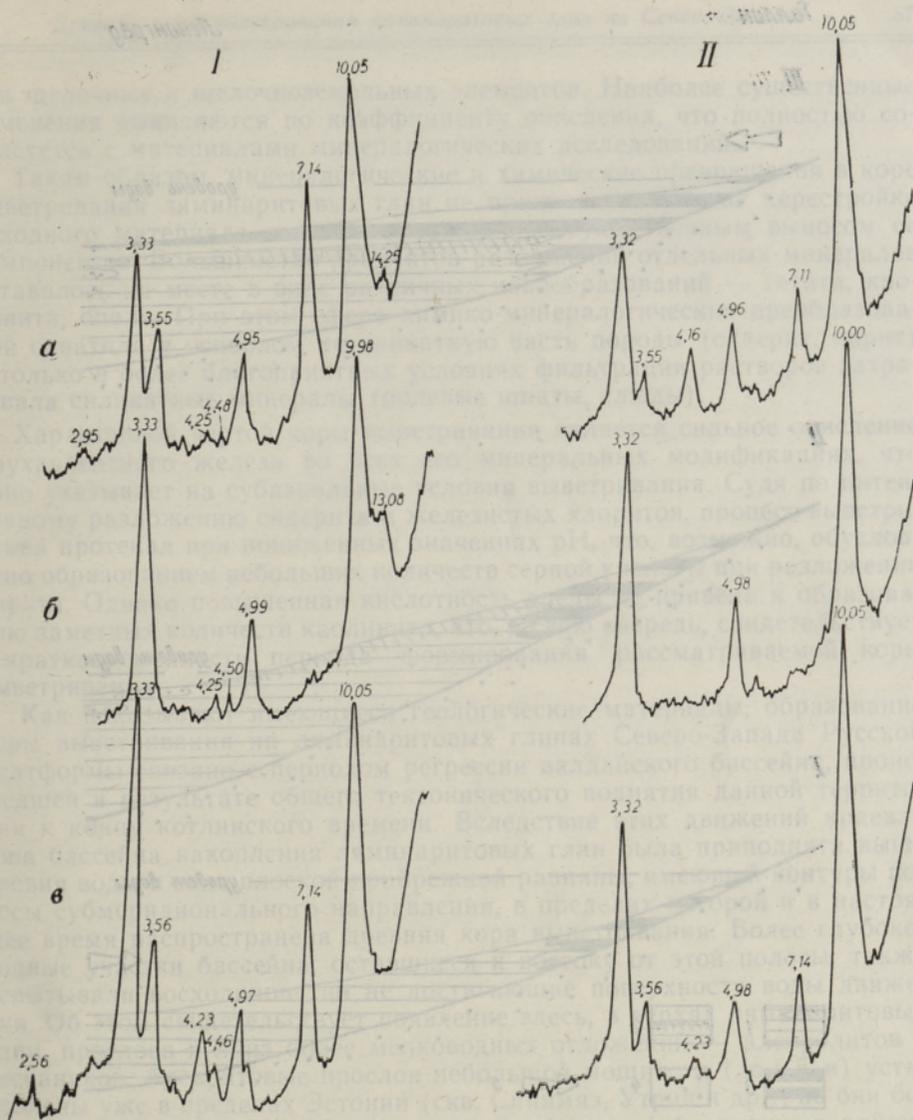


Рис. 2. Дифрактометрические кривые фракции $<0,001$ мм неизмененных (I) и выветрелых (II) ламинаритовых глин в скв. Пээри:

a — исходная проба; *б* — проба после нагревания при 500°C ; *в* — проба, обработанная 10% - HCl.

...ской фации западной окраины бассейна дельты на восток, по крайней мере до дельты Ломоносова Ленинградской области. Такая последовательность геологических событий отражена в виде соответствующей смены пород в разрезе (рис. 3).

С помощью приведенной схемы легко объяснить сосредоточение максимальных мощностей коры выветривания в западной части ее распространения. Ведь естественно предположить, что именно эти районы подвержены влиянию из под воды и породам здесь подвергались выветриванию в течение наиболее длительного периода. Этим же объясняется приуроченность сравнительно больших мощностей коры выветривания к

Таллин

Ленинград

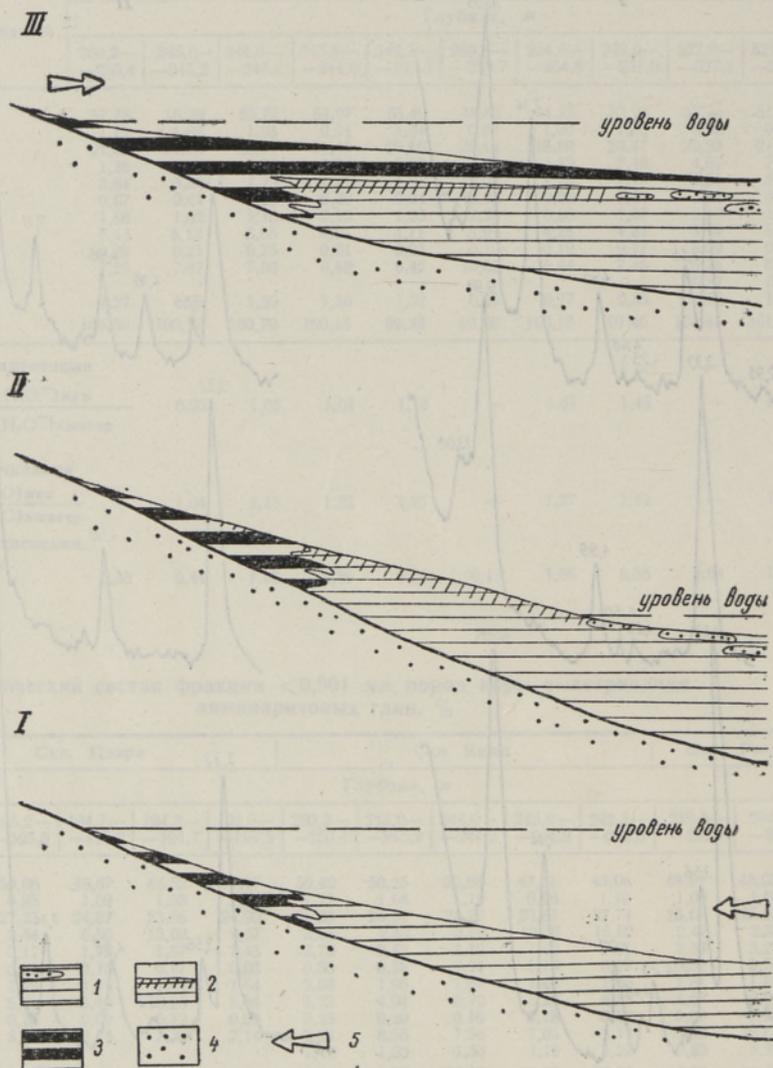


Рис. 3. Последовательность накопления осадков и корообразования в котлинское время на западной окраине распространения ляминаритовых глин:

I — накопление ляминаритовых глин в трансгрессивной фазе; II — образование прибрежной полосы выветривания и накопление алевроитовых осадков на востоке территории в связи с регрессией; III — широкое развитие мелководных пестроцветных отложений, перекрывающих кору выветривания, связанное с небольшим погружением бассейна в конце котлинского времени; 1 — ляминаритовые глины с линзами и прослоями алевролитов; 2 — кора выветривания; 3 — мелководные пестроцветные отложения; 4 — подстилающие отложения; 5 — направление основного привноса в бассейн обломочного и глинистого материала.

нов щелочных и щелочноземельных элементов. Наиболее существенные изменения выявляются по коэффициенту окисления, что полностью согласуется с материалами минералогических исследований.

Таким образом, минералогические и химические превращения в коре выветривания лямнаритовых глин не привели к коренной перестройке исходного материала и не сопровождалась существенным выносом ее компонентов. Большинство продуктов разложения отдельных минералов оставалось на месте в виде различных новообразований — гетита, каолинита, опала. При этом сфера химико-минералогических преобразований охватила в основном несиликатную часть породы (сидерит, пирит) и только в более благоприятных условиях фильтрации растворов затрагивала силикатные минералы (полевые шпаты, слюды).

Характерной чертой коры выветривания является сильное окисление двухвалентного железа во всех его минеральных модификациях, что явно указывает на субаэральные условия выветривания. Судя по интенсивному разложению сидерита и железистых хлоритов, процесс выветривания протекал при пониженных значениях рН, что, возможно, обусловлено образованием небольших количеств серной кислоты при разложении пирита. Однако повышенная кислотность среды не привела к образованию заметных количеств каолинита, что, в свою очередь, свидетельствует о кратковременности периода формирования рассматриваемой коры выветривания.

Как показывают имеющиеся геологические материалы, образование коры выветривания на лямнаритовых глинах Северо-Запада Русской платформы связано с периодом регрессии валдайского бассейна, происшедшей в результате общего тектонического поднятия данной территории к концу котлинского времени. Вследствие этих движений краевая зона бассейна накопления лямнаритовых глин была приподнята выше уровня воды в виде плоской прибрежной равнины, имеющей контуры полосы субмеридионального направления, в пределах которой и в настоящее время распространена древняя кора выветривания. Более глубоководные участки бассейна, оставшиеся к востоку от этой полосы, также испытывали восходящие, но не достигающие поверхности воды движения. Об этом свидетельствует появление здесь, в верхах лямнаритовых глин, прослоев и линз более мелководных отложений — алевролитов и песчаников. Алевролитовые прослои небольшой мощности (до 0,5 м) установлены уже в пределах Эстонии (скв. Синимяз, Утрия и др.), но они более типичны в разрезах Ленинградской области (обнажения в районе Соснового Бора и на реке Воронка, скв. Урмизно, Порхово и др.). Регрессивный спектр отложений в верхах лямнаритовых глин отмечается также на юго-востоке рассматриваемой территории (скв. Невель).

После высвобождения краевой зоны лямнаритовых глин из-под воды и их выветривания под действием атмосферных факторов данный регион испытывал новое, но незначительное по амплитуде погружение, о чем свидетельствует распространение пестроцветных отложений мелководной фации западной окраины бассейна далеко на восток, по крайней мере до линии г. Ломоносова Ленинградской области. Такая последовательность геологических событий отражена в виде соответствующей смены пород в разрезе (рис. 3).

С помощью приведенной схемы легко объяснить сосредоточение максимальных мощностей коры выветривания в западной части ее распространения: ведь естественно предположить, что именно эти районы первыми вышли из-под воды и породы здесь подвергались выветриванию в течение наиболее длительного периода. Этим же объясняется приуроченность сравнительно больших мощностей коры выветривания к

районам положительных тектонических структур, явившихся первыми островками образовавшейся суши. Ровная поверхность и хорошая сохранность коры выветривания в целом также объясняется формированием коры выветривания в пределах очень пологой прибрежной равнины, незначительно приподнятой относительно базиса эрозии. Вследствие равнинного рельефа естественная влажность глинистой толщи, вышедшей из-под воды, оставалась, вероятно, довольно значительной в течение всего периода выветривания. Поэтому в глине не образовалось глубоких трещин усыхания, по которым агенты выветривания могли бы проникнуть в более глубокие горизонты глины. Поскольку вертикальная циркуляция активных растворов и газов была затруднена также тонкой горизонтальной слоистостью глин, то при формировании рассматриваемой коры выветривания значительную роль играло движение агентов выветривания в горизонтальном направлении, вдоль алевритовых слоев. Этими особенностями объясняется не всюду выдержанная отчетливая вертикальная зональность коры выветривания и ее сравнительно постоянная, хотя и малая мощность.

Небольшая мощность коры выветривания объясняется, с другой стороны, малой продолжительностью выветривания, что хорошо согласуется с внутриформационным положением этой коры. Полагая, что верхи рассматриваемой коры выветривания лишь незначительно подверглись позднему смыву, и опираясь на данные В. Петрова (1967), считающего минимальной скоростью выветривания 1 см за столетие, продолжительность корообразования на лямнаритовых глинах можно считать не превышающей 100 000 лет. При всей приблизительности и условности данного расчета, порядок числа все же подчеркивает кратковременность этого процесса на фоне других геологических событий. Это подтверждается и некоторыми другими данными, в первую очередь перекрытием коры выветривания на севере Эстонии и Ленинградской области мелководными отложениями того же валдайского цикла осадконакопления (Менс, Пиррус, 1969). Последнее обстоятельство весьма надежно определяет поздневалдайский возраст рассматриваемой коры выветривания.

Исходя из этого, надо с большой осторожностью относиться к определению возраста коры выветривания в более южных районах, где она перекрыта базальными слоями нижнего кембрия (скв. Порхов и др.). Материал из северной части Эстонии убедительно показывает, что не обязательно идентифицировать период корообразования на лямнаритовых глинах с продолжительностью всего стратиграфического перерыва между этими глинами и фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия.

Во всяком случае, с кратковременностью формирования коры выветривания хорошо согласуются сравнительно небольшие изменения минералогического состава лямнаритовых глин при выветривании. Этой особенностью объясняется и отсутствие каолинитизации глинистых минералов в разрезе выветривания, а следовательно и отсутствие верхней зоны сильно каолинизированных продуктов, наблюдаемой обычно у разновозрастных кор выветривания глинистых осадочных пород (Самодуров, 1952; Лисицына, 1955; Разумова, 1956; Карабалаев, 1960; Вишняков, 1963). Слабое развитие к началу валдайского времени наземной растительности также не способствовало интенсивной каолинитизации верхов кор выветривания.

В заключение следует отметить, что древняя кора выветривания лямнаритовых глин, хотя и имеет региональное развитие, все же по своему генезису связана только с краевой зоной бассейна накопления

этих глин, ввиду чего ее значение для сопоставления более удаленных разрезов незначительно. Отсутствие сильно каолинитизированных продуктов в верхах этой коры свидетельствует также о том, что мы имеем дело лишь с первыми стадиями выветривания глинистой толщи. Поэтому рассматриваемая кора выветривания не могла служить существенным источником минералогически зрелого материала при формировании вышележащих, в частности, мелководных отложений валдайского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Вишняков С. Г. 1963. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситоносного района. В сб.: Кора выветривания, вып. 5. М.
 Гинзбург И. И. 1963. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. В сб.: Кора выветривания, вып. 6. М.
 Карабалаев К. К. 1960. Древняя кора выветривания на осадках верхнего палеозоя в Северной Ферганае. Изв. АН КиргССР, Сер. естеств. и техн. наук, 2, вып. 1.
 Лисицына Н. А. 1955. О коре выветривания осадочных пород девона и карбона в Северо-Западном Казахстане. Докл. АН СССР, 105, № 5.
 Менс К., Пиррус Э. 1969. Древняя кора выветривания ламинаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. I. Распространение, морфология и зональность строения. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 18, № 4.
 Петров В. П. 1967. Основы учения о древних корях выветривания. М.
 Разумова В. Н. 1956. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В сб.: Кора выветривания, вып. 2. М.
 Самодуров П. С. 1952. Древняя кора выветривания на осадках среднего карбона в юго-восточной части Донбасса. В сб.: Кора выветривания, вып. 2. М.

Институт геологии
 Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
 15/V 1969

KAISA MENS, E. PIRRUS

VANA MURENEMISKOORIK VENE PLATVORMI LOODEOSA LAMINARIITSAVIDEL

II. Keemilis-mineraloogilised muutused ja kujunemistingimused

Mineraloogilised analüüsid näitavad, et laminariitsavide koostise muutused murenemiskoorikus on suhteliselt väikesed ning avalduvad eelkõige hapendumisele vähevastupidavate raudasisaldavate mineraalide lagunemises, mis põhjustab kivimi tugeva ookristumise (joon. 1). Teiste mineraalide muutused on täheldatavad peamiselt aleuriidi fraktsiooniis (päevakivide lagunemine, vilkude hüdratatsioon), savikomponendi koostises aga on nad tähtsusetud. Viimases kaob murenemisel kloriit, kusjuures kaoliniidi osatähtsuse suurenemist ei täheldata (joon. 2). Väheolulised on ka muutused kivimi kemismis (tab-d 1, 2). Geoloogiliste andmete analüüs näitab, et murenemiskoorik kujunes väga lühikese perioodi (kuni 100 000 aasta) kestel, vaadeldava territooriumi hilisvendi regressiivsel arenemisetapil (joon. 3).

KAISA MENS, E. PIRRUS

THE CRUST OF WEATHERING OF LAMINARITES-CLAY IN THE NORTH-WEST OF THE RUSSIAN PLATFORM

II. Change of mineralogical and chemical compositions and conditions of formation

The results of mineralogical analysis show that the change in the mineral and chemical compositions of parent rocks during the weathering was not very notable. It is revealed, above all, in the oxidation of ferric minerals into ferrous ones, and in the ochreous coloration of the Laminarites-clay (Fig. 1). Alteration of other minerals (weathering of feldspars, hydration of micas) has been noted only in the silty fraction. Changes in the clay fraction are not significant. The content of chlorite disappeared during the decomposition, whereas the content of kaolinite did not increase (Fig. 2). Changes in the chemical composition are not significant (Tables 1 and 2).

The analyses of geological data indicate that the crust of weathering was formed in a short period of time, during the early phase of the Late-Vendian regression (Fig. 3).