

16
7-1
ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕ-
ДОЧНОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ НКТП СССР
Выпуск 351

TRANSACTIONS
OF THE UNITED GEOLOGICAL AND
PROSPECTING SERVICE OF USSR
Fascicle 351

А. Н. ВОЛКОВ

С участием В. В. ЛАНГВАГЕН и др.

**О ЛАТЕРИТНОМ ВЫВЕТРИВАНИИ
НЕКОТОРЫХ ВЕРХНЕ-ДЕВОНСКИХ
ПОРОД В ТИХВИНСКОМ РАЙОНЕ**

(К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ БОКСИТОВ)

A. N. VOLKOV

in collaboration with V. V. LANGWAGEN and others

**LATERITE WEATHERING OF CERTAIN
UPPER DEVONIAN ROCKS
IN THE TIKHVIN REGION**



ОНИ—НКТП—СССР
ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГОРНО-ГЕОЛОГО-НЕФТЯНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • МОСКВА • НОВОСИБИРСК • 1934

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕ-
ДОЧНОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ НКТП СССР
Выпуск 351

TRANSACTIONS
OF THE UNITED GEOLOGICAL AND
PROSPECTING SERVICE OF USSR
Fascicle 351

~~551.3(2)~~ 533.49 А. Н. ВОЛКОВ
В-67 с участием В. В. ЛАНГВАГЕН и др.

552. (C126)
B67

О ЛАТЕРИТНОМ ВЫВЕТРИВАНИИ НЕКОТОРЫХ ВЕРХНЕ-ДЕВОНСКИХ ПОРОД В ТИХВИНСКОМ РАЙОНЕ

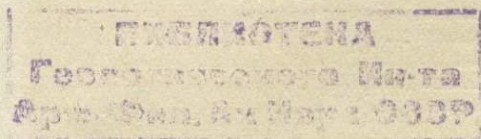
(К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ БОКСИТОВ)

43
A. N. VOLKOV

in collaboration with V. V. LANGWAGEN and others

5916

LATERITE WEATHERING OF CERTAIN UPPER DEVONIAN ROCKS IN THE TIKHVIN REGION



ОИТИ — НКТП — СССР
ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГОРНО-ГЕОЛОГО-НЕФТЯНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • МОСКВА • НОВОСИБИРСК • 1933

Центральный Научно-Исследовательский
Геолого-Разведочный Институт
Сектор полезных ископаемых

The Central Scientific Geological
and Research Institute
Economic Geology Section

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Часть I	
Верхне-девонские отложения	4
А. Нижняя глинисто-песчаная толща	4
В. Известково-глинистая толща	5
С. Верхняя глинисто-песчаная толща	5
Минералогическая и химическая характеристика главных пород верхней песчано-глинистой толщи D ³	7
Сравнительная минералогическая характеристика песчано-глинистых толщ C ₁ и D ³	10
Условия образования песчано-глинистых толщ L ³ и C ₁	11
Характер налегания песчано-глинистой толщи картона на верхний девон	12
Стратиграфическое положение латеритных образований	13
Часть II	
Исследование переходных пород между бокситами и глинами верхнего девона	15
Обнажение 3 левого оврага рч. Вельги	16
Описание обнажения	16
Петрографическая характеристика образцов по профилю	17
Характер химических изменений по профилю	19
Изменение содержания кремнезема по профилю; коэффициент «Кі»	21
Изменение содержания щелочных и щелочно-земельных металлов по профилю	22
Изменение количества связанной воды по профилю	25
Тип латеритного профиля обн. 3	30
Профиль Табашского месторождения по скв. № 3086	31
Характер физико-минералогических изменений пород по профилю	36
Характер изменений химического состава по профилю	37
Изменение содержания кремнезема по профилю	39
Изменение щелочности по профилю	40
Изменение количества связанной воды по профилю	42
Кислотные и содовые вытяжки	42
Профиль скважины 4075	48
Латеритный профиль из Mount Lavinia	50
Краткое описание профиля	50
Часть III	
Геологические предпосылки для существования условий благоприятных для латеритизации	53
О явлениях размыва и переноса латеритных образований	56
К вопросу о генезисе Тихвинских бокситов	59
Практические выводы	62
Литература	64
Summary	64

Ответственный редактор: М. Ф. ШИТИКОВ.	Технический редактор: Р. АРОНС.
Книга слана в набор 3/VI 1933 г.	Подписана к печати 10/XII 1933 г.
Ленгорлнт № 23145.	Горгеоиздат № 233.
Формат бумаги 72×108	4 1/8 печ. л. (127 800 тип. зн. в 1 бум. л.)
	Тираж 800. Заказ № 805.
	Бум. л. 2 1/8

2-я типография „Печатный Двор“ треста „Полиграфкнига“, Ленинград, Гатчинская, 26.

ВВЕДЕНИЕ

Известные в литературе работы по исследованию латеритных профилей касаются почти исключительно наблюдений над выветриванием массивно-кристаллических пород. В работах Мах. Bauer'a (72), Fermor'a (74), Lacroix описаны многочисленные случаи образования латеритов из различных гранитов, диабазов, амфиболитов, сиенитов и т. д.: однако описания образования латеритов из осадочных пород отсутствуют. Причиной отсутствия исследований латеритных образований на осадочных породах, повидимому, является приуроченность наиболее известных месторождений бокситов, в связи с которыми и производились исследования латеритных профилей, к областям распространения массивно-кристаллических пород.

Наиболее распространенные среди осадочных образований глины большинством исследователей рассматриваются, как уже конечный продукт выветривания, молекула которого в обычных условиях, господствующих на земной поверхности, не может подвергаться распаду. Лишь некоторые исследователи высказывали и только как предположение, «что глины при некоторых условиях, возможно, и распадаются, но в доказательство этого предположения ничего привести нельзя» (77).

Работая в течение ряда лет по разведке Тихвинских месторождений бокситов, мы, возможно под влиянием выводов указанных исследователей, не решались рассматривать подстилающие «бокситовые породы» верхне-девонские глины как «свежие породы», как первую зону латеритного профиля.

Действительно, что же такое глина?

Если, согласно определений наших минералогов — В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и др., отождествлять глину с минералом группы водного силиката глинозема-каолинита или алюмо-кремневыми кислотами — это одно понятие. Если же, согласно П. П. Земятченского, почвоведов и некоторых керамистов, применять термин «глина» в понятии чисто петрографическом, физическом, а не химическом, называя глиной породу способную с водой давать тесто, т. е. обладающую свойством, зависящим только от величины зерна, но не от минералогического состава, это будет совсем другое понятие.

Если принять второе определение, тогда, разумеется, нельзя считать глину непременно конечным продуктом распада алюмосиликатов, который не может претерпевать процессов химического и физического изменения при благоприятных для этого условиях. В этом случае, если минералогический состав глин определяется присутствием алюмосиликатов, то, при существовании условий благоприятных для латеритного выветривания, процесс латеритизации будет идти, и не имеет никакого значения, является ли порода осадочной, изверженной или метаморфической.

Процесс латеритизации будет происходить даже вне зависимости от того, какие алюмосиликаты составят главные минералы породы. Так, например, Arsanbeaux установил, что и слюдястые сланцы, главным минералом которых является мусковит, так же выветриваются в латериты, как и богатые полевым шпатом изверженные породы.

Только став на точку зрения, что для развития процесса латеритизации совсем не обязательно иметь в качестве «материнских» богатые полевые шпатами извержен-

ные или метаморфические породы, я решил начать при первой представившейся мне возможности описываемую здесь работу. Относясь все же с недоверием к глине, я доводил изучение разрезов до такой глубины, пока не встречались характерные верхне-девонские слюдястые пески, считая необходимым проверить возможность отнесения их к «свежим», т. е. материнским, породам первой зоны латеритного профиля¹

Первая задача данной работы — исследование минералогического характера пород верхнего девона и приведение возможных доказательств в том, что эти породы, во многих случаях, по своему минералогическому характеру существенно отличаются от изверженных или метаморфических пород.

Вторая задача — сильное доказательство того, что образования, промежуточные между латеритами (бокситовыми породами) и подстилающим их верхним девоном, представляют собой непрерывную и последовательную цепь изменений как со стороны физико-минералогической, так и химической, и что эти изменения, по существу, совпадают с теми, которые обычно мы наблюдаем при процессах латеритного выветривания.

Решив посылить эти две задачи, высказываем свой взгляд на генезис тихвинских бокситов.

ЧАСТЬ I

ВЕРХНЕ-ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Для наших исследований интересна лишь часть верхне-девонских образований, именно, бассейн реки Воложбы, правого притока реки Сяси. Верхне-девонские образования здесь входят в состав северного крыла девонской системы, имеющего целый ряд специфических особенностей.

Степень изученности верхнего девона здесь в настоящее время нельзя считать вполне удовлетворительной, но все же основные положения уже освещены.

Работами Р. Ю. Геккера в 1929 г. сделан ряд сводных разрезов отложений Главного девонского поля и произведена попытка выяснения палеогеографических условий.

В общих чертах сводный разрез верхнего девона по р. Сяси от с. Колчаново до погоста Ильинского и Воложбы может быть представлен так.

На размытых силурийских известняках залегают трансгрессивно базальные девонские слои, которыми и начинается первая нижняя часть верхнего девона, так называемая нижняя глинисто-песчаная толща.

А. НИЖНЯЯ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ ТОЛЩА

Мощность ее в разрезе по р. Сяси измеряется в 7,0 м. В основании залегают базальный конгломерат, мощностью в 0,26 м, содержащий остатки рыб верхне-девонского возраста (*Osteolepis*, *Bothriolepis*), вследствие чего можно заключить, что мы имеем здесь дело исключительно с верхним девоном.

На этих базальных конгломератах залегают чередующиеся между собой песчаники, пески, глинистые пески и пестрые глины. Глины иногда пятнистой окраски и в большей или меньшей степени слюдястые, а пески нередко связаны известковым цементом.

Все пласты, слагающие эту толщу, как правило, не выдерживаются на сколько-нибудь значительном протяжении в плоскости напластования, а в вертикальном направлении характеризуются частой сменой и перемежаемостью. На эту небольшой мощности толщу налегает следующая, так называемая известково-глинистая толща, могущая быть прослеженной выше по течению р. Сяси.

¹ Это предположение было высказано так же С. Ф. Малявкиным: «Материнской породой для этих латеритов могли быть как слюдястые пески верхнего девона (почти нацело иногда состоящие из щелочных слюд), так и полевошпатовые породы Прионежья (8).

В. ИЗВЕСТКОВО-ГЛИНИСТАЯ ТОЛЩА

Мощность этой толщи по разрезу исчисляется приблизительно в 27 м.

Представлена эта толща здесь преимущественно глинами с песчано-слюдистыми прослоями. Среди этих глин находятся слои известняка, обычно небольшой мощности.

Более часты пласты известняка в нижней части разреза, в верхней части реже, но большей мощности.

Эта толща содержит довольно обильные местами остатки фауны, которые указывают, что известково-глинистая толща может рассматриваться, как морское отложение. Характер залегания пластов отличается большей, сравнительно с предыдущей толщей, выдержанностью.

Нижние слои этого горизонта выделены в «севские слои», мощностью в 23 м, а верхние, мощностью в 4 м, в «чудовские слои», соответствующие известнякам и обнажающимся в Чудовском районе по реке Керести.

С. ВЕРХНЯЯ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ ТОЛЩА

Эта толща, налегающая на известково-глинистую, представляет для наших работ наибольший интерес.

К сожалению, мы не имели полного разреза ее и даже не знаем ее мощности.

Нижняя часть этой толщи обнажена сравнительно хорошо по р. Сяси ниже пог. Ильинского, но по мере продвижения вверх по реке число обнажений сильно уменьшается до полного их исчезновения.

Разрезы по р. Мсте не могут быть нами использованы, в виду их отдаленности и возможно некоторой литологической особенности. Поэтому мы ограничимся характеристикой верхней песчано-глинистой толщи по разрезам в берегах р. Сяси и по обнажениям верховьев р. Воложбы и правых ее притоков.

Р. Ю. Геккер предположительно вычисляет мощность этой толщи около 150 м. В основу его вычислений положены наблюдения над известково-глинистой толщей, мощность и протяжение выходов которой известны. Принимая во внимание протяжение выходов верхне-песчано-глинистой толщи от ее появления на р. Сяси до первого появления ниже-каменноугольных отложений в верховьях р. Воложбы, можно, по аналогии с известковой глинистой толщей, ее мощность принять 150 м.

По р. Сяси мы можем проследить нижнюю часть этой толщи, мощностью приблизительно в 50 м. Отличительными особенностями этой толщи является непостоянство слагающих ее осадков как со стороны литологического характера, так и по окраске даже в пределах одного обнажения.

Слагается эта толща песками, то чистыми, то более или менее глинистыми, песчаниками известковыми и глинистыми и глинами, то известковыми, то песчанистыми.

Отмеченная выше изменчивость пород в плоскости напластования, так и частая смена в вертикальном направлении вынуждают ограничиться лишь только общим описанием слагающих эту толщу пород. Пески обычно тонкозернисты и при больших мощностях переходят в чистые кварцевые, наоборот, при меньших мощностях в слюдистые и глинистые. При цементации известью пески переходят в песчаники, и в этом случае они часто бывают более грубозернистыми и содержат нередко остатки рыб, раковин лингул, а из растений трохилиски и др. Окраска слюдистых песков обычно серовато-зеленая, голубоватая, мощные пески желтоватого, красноватого цвета.

Глины достигают иногда значительной мощности, обычно песчанисты, слюдисты или известковисты.

Окраска глин чаще пестроцветная, реже равномерная того или иного оттенка. В глинах также встречается фауна рыб и трохилиски.

При посещении р. Сяси партией М. Э. Янишевского у д. Столбово был найден в толще пестрых песчано-глинистых образований (примерно, на высоте 25 м от ее начала) тонкий слой известняка, переходящего в известковистый песчаник, изобилующий остатками морской фауны, как, например, *Spirifer verneuli*, *Cyrtina*

(часто), *Atrypa* (редко) *Aulopora repens*, *Spirorbis* и изредка членики криноидей. На поверхности плиток встречаются следы *Rhizocorallium* и *Caulerpites*.

Дальнейшему изучению верхней песчано-глинистой толщи ставит препятствие отсутствие хороших естественных обнажений. Нам известна только верхняя часть песчано-глинистой толщи, непосредственно подстилающая ниже-каменноугольные отложения, по обнажениям в берегах верхнего течения р. Воложбы и ее притоков, речек Ленинки, Пярдомли, Вельги, равно и по некоторым притокам Тихвинки.

В этом районе, в связи с разведочными работами на бокситы, имеется большое число горных выработок; но, к сожалению, эти выработки (скважины и шурфы) обычно останавливались, как только достигали явного девона, а потому дают очень мало для изучения литологии верхнего девона, в силу чего и здесь приходится пользоваться естественными обнажениями по берегам небольших речек.

Характер берегов и течения речек в этом районе находится в тесной зависимости от типа пород, слагающих данную местность. Крутые, местами обрывистые берега и бурное течение речек, наблюдающиеся в области развития ниже-каменноугольных известняков, сменяются обратной картиной при вступлении речек в область развития слабых песчано-глинистых образований нижнего карбона и верхнего девона. Поэтому количество обнажений верхнего девона невелико, а размеры обнажений малы. Это обстоятельство, вместе с отмеченными выше особенностями пластов верхней песчано-глинистой толщи — не выдерживаться в плоскости напластования, делает составление сводного разреза так же невозможным, как и по р. Сяси.

Из остатков органической жизни, кроме упомянутых выше рыб, находимых обычно в известково-слюдистых прослойках, часты трохилиски. Нам неизвестно еще точное распределение по пластам трохилисков, но по видимому распространение их в верхне-песчанистой толще девона довольно значительное. Как доказательство этому, можно привести тот факт, что при бурении поисковых скважин, если существует сомнение в правильности определения по литологическому характеру образца его принадлежности к верхнему девону, широко пользуются отмучиванием бурового образца на металлическом сите. Находимые часто при этом ясно различимые в лупу трохилиски разрешают сомнение.

По отдельным обнажениям р. Воложбы, речек Ленинки, Пярдомли, Синенки и других общая, главным образом, литологическая характеристика верхней части этой песчано-глинистой толщи такова:

1) Наиболее распространенным членом здесь являются песчано-слюдистые глины. Цвет этих глин чаще всего пестрый, пятнистый из серых, голубоватых, красноватых и других пятен, но нередко глины бывают окрашены в сплошной голубовато-зеленый, голубовато-серый, различных оттенков красный цвет.

2) Глины эти имеют нередко сланцеватый характер. В таких случаях они состоят из тонко переслаивающихся, то более песчаных, то более глинистых слоев. Эти сланцеватые глины по плоскостям сланцеватости от обильного присутствия слюды имеют серебристый цвет.

3) Пески являются после глин вторым по распространенности членом. Однако чистые кварцевые пески здесь не встречаются. Пески в большей или меньшей степени глинисты и слюдисты, и во многих случаях их можно с таким же правом отнести и к песчанистым глинам.

4) Пески часто слабо сцементированы в песчаники глинистым веществом или известью. Слюдяные частицы, располагаясь по горизонтальным плоскостям, обуславливают сланцеватость таких песчаников. При цементации песков известью получаются слюдисто-известковые песчаники. Эти песчаники обычно небольшой мощности и содержат иногда чешуйки и другие части рыб.

5) Наконец имеются довольно чистые глины — плотные, сухие, встреченные О. Н. Бахваловой в берегах Пярдомли у д. Селище. Вообще же таковые глины редки среди явного девона.

Перекрывается эта верхняя песчано-глинистая толща литологически песчано-глинистой же толщей нижнего карбона.

Налегание нижнего карбона на верхний девон неправильное. Если мы сопоставим абсолютные отметки точек соприкосновения верхнего девона с нижним карбоном по многочисленным выработкам разведочных сетей, то можем наблюдать довольно резкие колебания. Поверхность отложений верхнего девона до начала образования ниже-каменноугольных пород как будто бы подверглась денудационным процессам, выразившимся в создании нерезкого рельефа. Из различных форм верхне-девонского рельефа встречаются наиболее часто отлогие котловинообразные понижения и неширокие долины, часто слепые. Общая картина такова, что как будто бы до отложения ниже-каменноугольных пород поверхность верхнего девона подверглась некоторому размыву континентального характера.

Верхний девон нашего района можно по тем остаткам фауны, которые находятся во вклинивающихся морских прослойках бассейна рек Ловати и Малой Тудре, параллелизовать с елецким горизонтом нашего южного морского девона.

Относительно верхней песчано-глинистой толщи можно только сказать, что она образовалась позднее, чем елецкий горизонт. Р. Ю. Геккером найдены на р. Мсте выше с. Белого впервые в 1929 г. остатки рыбы *Phyllolepis* — характерная фаменская форма. Параллелизовать же верхнюю песчано-глинистую толщу нашего девона с южным крылом Подмосковского бассейна более точно пока нет еще возможности.

Минералогическая и химическая характеристика главных пород верхней песчано-глинистой толщи D³

Общая петрографическая характеристика верхней песчано-глинистой толщи D³ давалась не раз геологами, работавшими в районах развития этих образований, но в большинстве своем такая характеристика ограничивалась лишь описанием общего макроскопического облика слагающих эту толщу пород. Насколько мне известно, микроскопическое исследование, сопровождаемое химическими анализами некоторых пород этой толщи, дано было впервые О. М. Аншелесом (2). Образцы для исследования им были взяты у с. Любытино б. Боровичского у., у обнажения на рч. Ленинке у дер. Головинской б. Тихвинского у. и из шурфа и буровой скважины месторождения бокситов у Красного ручья. На основании просмотра как песков, так и глин автор дает такую общую для этих образований характеристику: «Главную составную часть верхне-девонских отложений Тихвинского и Боровичского уездов составляют: кварц, зеленая слюда, мусковит и серицит».

В качестве примесей указывается на присутствие окислов железа, каолинита, полевого шпата, цеолита, пирита, марказита, рутила и т. д.

Количественный состав как главных составных частей, так и примесей меняется от слоя к слою.

Далее приведены два анализа глин:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Пот. при прок.	Сумма
Коричневая глина с р. Ленинки у д. Головинской, обн. XXIII, обр. 97/436.	61,67	0,75	16,07	7,30	0,78	0,21	1,66	0,76	0,46	2,09	0,28	7,50	99,53
Зеленая глина отсюда же.	68,50	0,93	14,77	3,73	0,65	0,18	1,28	0,66	0,42	1,75	0,24	6,51	99,62

В частности по отношению глин автор указывает, что «мусковит и зеленая слюда являются главной составной частью глин и что этим минералам должна быть приписана большая часть глинозема, закисного железа, окиси магния, кальция и щелочей и часть кремнекислоты и окисного железа».

В своей работе я ограничился сравнительной характеристикой наиболее типичных членов верхнего горизонта D^3 , а именно, песков и глин. Из песков был взят наиболее распространенный тип — зеленовато-серого, слабо сцементированного слюдистого песчаника из берегов рч. Пярдомли, на горизонте 77,50 — 83,50 м, т. е. почти из самых верхних горизонтов D^3 .

Химический анализ этого песка таков: ¹

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Пот. при прок.	H ₂ O ги-гроск.	Сумма
Зеленовато-серый слюдистый песчаник с рч. Пярдомли	83,89	0,55	8,18	0,52	0,81	0,57	0,59	2,24	0,59	1,64	0,28	99,86

Исследование под микроскопом указывает, что главной составной частью породы является: кварц, в угловато-окатанных зернах, в количестве около 60—70%, затем следуют различные слюды, в количестве 25—30%, в большем количестве наблюдается зеленая, в различной степени обесцвечивания от зеленого до светлого цвета слюда и в меньшем бесцветные слюды. Слюды довольно свежи.

Второстепенные минералы: преимущественно калиевые полевые шпаты — ортоклаз, микроклин, также почти не разрушенные, в количестве 5—6%, и отдельные экземпляры турмалина, рутила, циркона, титанита и ставролита.

Из глин был взят образец наиболее широко распространенного типа в D_3 , голубовато-зеленой, иногда с неровной коричневатой окраской слюдистой глины, в берегу рч. Пярдомли из того же обнажения, что и пески.

Состав голубовато-зеленой глины. ²

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Пот. при прок.	Сумма	Примечание
60,91	0,87	20,27	4,22	0,59	1,19	1,31	3,32	0,25	6,94	99,78	Расчет на навеску, высушенную при 110°

Под микроскопом можно ясно наблюдать, что эта «глина» представляет ясно различимый мелкий агрегат довольно разнообразных минералов. Главная масса состоит из пластинок серицита, зеленой слюды и выветрелых полевых шпатов, причем иногда можно наблюдать переход от полевых шпатов в серициты. Например, пластинки серицита носят еще следы спайности, характерные для полевых шпатов. Много хлорита, зеленой слюды, разложенной на мельчайшие листочки. Кварц играет уже незначительную роль и встречается в небольших угловато-окатанных зернах. Рутил как в виде включений в полевые шпаты, так и в редких отдельных ростках. Вермикулитов, свойственных глинам, почти нет; был обнаружен только в одном случае из нескольких просмотренных шлифов, в виде небольшого обломка.

Породу, с минералогической точки зрения, нельзя рассматривать как «истинную глину», она глина в понятии только физическом.

Размер отдельных частиц позволяет отнести по схеме, данной Холисом, эти «глины» к классу мелкоземов, так как главная масса частиц укладывается в размеры от 0,25—0,01 мм.

¹ Аналитик Н. В. Левенфиц.

² Аналитик Б. М. Френкель.

Сравнивая результаты исследований этих наиболее распространенных среди верхнего девона типов песка и глины, можно сделать следующие выводы. Как пески, так и глины по существу представлены почти одними и теми же минералами, лишь в различном количественном соотношении.

В то время как в песках главная роль принадлежит кварцу, в глинах и мелкоземмах кварц играет второстепенную роль, как в общем несущественная примесь.

Прочие минералы, как мусковит, зеленая слюда, полевой шпат, в песках представлены более свежими и крупными зернами, чем в глинах и мелкоземмах, где эти минералы раздроблены в мельчайшие листочки или, как, например, полевые шпаты, в значительной степени и выветрелы.

Химические анализы полностью подтверждают сказанное. Действительно, если обратим внимание на выраженные в молекулярных числах отношения суммы всех щелочей и щелочно-земельных металлов к глинозему — величину, ясно характеризующую степень выветривания силиката, то получим для песков величину 0,726, а для глин 0,469, т. е. в песках алюмосиликаты более свежие, чем в глинах.

Таким образом в песках мы имеем более грубый и сравнительно менее выветрелый материал с большим содержанием кварца, в глинах — более тонкий, лишенный почти кварца и несколько более выветрелый материал. Такое различие в характеристике песков и глин очень будет сходно с той картиной, которая получалась бы при отмучивании материала от разрушения каких-либо кристаллических пород¹.

Породы верхней песчано-глинистой толщи D³ можно рассматривать как кластические образования, расклассифицированные при переносе водой по крупности и отчасти по минералогическому составу. В зависимости от расстояния от береговой линии или от скорости течений откладывался то более крупный материал — пески, то более мелкий материал — мелкозем, глины.

Мелкоземы и глины из слюд и хлоритов, благодаря тонкости отдельных пластинок слюды и хлоритов, способны сравнительно дольше удерживаться во взвешенном состоянии и должны естественно осаждаться в местах с более спокойным состоянием вод.

Сравнивая минералогическую характеристику верхних песчано-глинистых отложений D³ с подстилающим здесь верхний девон силуром, трудно найти какие-либо между ними общие черты. По мнению С. Г. Вишнякова, изучавшего силурийские образования, нельзя предполагать, чтобы верхне-песчано-глинистая толща

¹ Интересно сопоставить наши глины верхней песчано-глинистой толщи с глиной р. Пороatomy, детально изученной П. Земятчинским (6). Глина с р. Пороatomy имеет состав:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O + N ₂ O по остатку	H ₂ O	Σ
61,42	18,11	8,50	2,13	0,61	1,61	4,10	96,48

Состав во всяком случае близкий к приведенным здесь глинам с бассейна р. Воложбы. Глина эта обладает отличными качествами для изготовления гончарных изделий: тонкостью зерна, хорошей пластинчатостью, нормальной усадкой.

Результаты микроскопического исследования этой глины И. М. Аншелесом таковы: «главную массу составляют хлорит и слюда. Последняя преобладает. И тот и другой минералы бесцветны. Редко встречаются листочки хлорита зеленоватого цвета. Диаметр большинства зерен 0,002 — 0,01 мм.

Таким образом, они входят в состав глинистых частиц Seger'a. В меньшем количестве (приблизительно одна десятая всех зерен) находится полевой шпат близкий к лабрадору. Бурые окислы железа и непрозрачные зерна находятся в том же количестве, как и полевой шпат. Каолинита, как и кварца, не обнаружено».

Минералогический состав, как видим, так же близок к описанной нами глине. Разница только в величине зерен, которая меньше, чем у нас. П. А. Земятчинский, подвергший обработке 10% соляной кислотой сырой образец этой глины и обожженный при температуре темнокрасного каления пришел к совершенно определенному заключению, что в глине р. Пороatomy нет не только каолинита, но и других водных силикатов алюминия: «она является, по употребляющейся терминологии, глиной, настоящей глиной, без «глины собственно» глинистой субстанции и пр». Вероятно, если бы и мы проделали эти же операции с мелкоземом с рч. Пярдомли, то должны были бы прийти к совершенно такому же заключению, ибо минералогический состав нашего мелкозема, как и его химический состав, очень сходны с глиной р. Пороatomy.

D^3 могла образоваться за счет размыва берегов, сложенных силурийскими образованиями. Действительно, весь комплекс верхней песчано-глинистой толщи, состоящий из кварца, различных слюд, хлоритов, более или менее выветрелых полевых шпатов, затем с сравнительно редкими обломками таких минералов, как дистен, ставролит, турмалин, рутил, циркон, указывает скорее на родство этих пород с метаморфическими и изверженными образованиями фенно-скандского материка.

Незначительные примеси в песчано-глинистых образованиях D^3 кальцита (извести) и несколько бóльшие окислов железа могут произойти в результате деятельности живых организмов в мелких водоемах, а окислы железа при распаде от выветривания некоторых минералов, например, хлорита. Действительно, нахождение трохилисков среди песчано-глинистых отложений, как правило, приурочено к наиболее богатым известью прослойкам. Трудно предположить, чтобы весь этот кластический материал был какого-либо иного происхождения и не представлял бы собою, по крайней мере в преобладающей своей массе, продукты разрушения, выветривания и переноса массивно-кристаллических пород. |

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩ C_1 И D^3

Песчано-глинистая толща нижнего карбона не представляет для темы нашей работы такого непосредственного интереса, как такая же толща верхнего девона, поэтому описание ее приведем лишь сжато.

Обе эти толщи (C и D^3), как говорит их название, представлены аналогичными по физическим своим признакам породами, т. е. преимущественно песками и глинами же. Но несмотря на внешнее физическое сходство, между породами, слагающими эти толщи, имеются значительные химико-минералогические особенности. Отметим наиболее существенные из них.

П е с к и. Пески верхнего девона имеют неоднородный минералогический состав, приближаясь к типу аркозовых песков, содержат большое количество различных слюд, хлоритов, полевых шпатов.

По механическому составу — слабо отсортированы по крупности, неравномерно-зернистые, зерна кварца слабо, угловато-окатаны. Цвет или зеленовато-серый, или, в зависимости от содержания окислов железа, различных оттенков красного, желтого цветов, но окислы железа лишь окрашивают породу, не образуя в девоне железистых конкреций.

Пески C_1 по минералогическому составу являются более однородными, содержат сравнительно с первыми лишь незначительные примеси слюд и очень мало полевых шпатов, являясь иногда почти исключительно кварцевыми; окислы железа в песках образуют нередко железистые конкреции; иногда пески переходят в оруденелые песчаники, в которых наблюдаются остатки стигмарий (у д. Селище), а иногда и в сливные песчаники, почти в кварциты (Красный ручей). Цвет песков и песчаников серый, а при содержании окислов железа желтый, красноватый до ярко-красного. По механическому составу пески хорошо отсортированы, а зерна округло окатаны.

Тем не менее минералогический состав песков верхнего девона и карбона один и тот же.

Для доказательства этого положения приведем весьма интересные данные, полученные С. Г. Вишняковым при микроскопическом изучении песков верхнего девона и нижнего карбона, доложенные им зимой 1932 г. Ленинградскому Геолого-Разведочному тресту.

Результаты исследований С. Г. Вишнякова изображены в таблице на стр. 11.

Из таблицы видно, что почти все минералы, имеющиеся в D^3 , встречаются и в C_1 .

Г л и н ы. Описанные выше глины песчано-глинистой толщи верхнего девона состоят из серицита, хлорита, зеленых слюд и не содержат почти каолина. По цвету они или голубовато-зеленые, или окрашены окислами железа.

Количественный минералогический состав C_1^1 и D^3

Наименование минералов	C_1^1				D^3			
	Рг. Ленинка	Рг. Тере- бежка	Р. Воложба	Рг. Ленинка	Рг. Ленинка	Рг. Тере- бежка	Р. Воложба	Рг. Ленинка
Кварц	92,73	98,53	98,5	96,8	87,16	67,0	87,0	76,1
Полевой шпат	4,6	1,6	0,2	0,2	4,43	11,0	5,4	3,9
Выветр. минерал	1,00	0,34	0,5	0,73	6,80	—	—	2,1
Биотит зеленый	0,28	—	—	—	4,00	12,00	2,8	9,0
Мусковит	0,28	—	0,2	0,14	1,44	5,5	0,5	3,4
Непрозр. минерал	0,20	0,34	0,40	0,29	—	0,50	0,20	3,4
Циркон	0,40	> 0,12	0,2	0,44	0,30	—	—	0,6
Дистен	0,08	> 0,12	—	—	> 0,16	—	0,3	0,2
Ставролит	—	> 0,12	0,20	—	0,16	—	0,2	—
Гранат	—	—	—	—	0,30	0,97	0,6	—
Турмалин	—	> 0,12	0,20	—	> 0,16	—	> 0,20	0,40
Апатит	—	—	—	—	0,30	—	0,2	—
Эпидот	—	> 0,12	0,20	0,14	> 0,16	—	0,2	—
Рутил	—	—	—	—	> 0,16	0,4	0,2	0,8

Глины карбона по своему химическому составу во многих случаях приближаются к каолину. Строение самых глин, в особенности огнеупорных глин, как показывают исследования, совершенно отлично от верхне-девонских. Например, «боровицкий сухарь», характерное для песчано-глинистой толщи C_1^1 образование, по своей растворимости в сыром и прокаленном состоянии в соляной кислоте, обнаруживает свойства характерные для каолина.

В. И. Искуль (7), работавший над изучением глин песчано-глинистой толщи в районе бокситовых месторождений, проделал над глиной—«почти белой довольно каменистой плотной породой» из окрестностей с. Сенно — реакцию Заксе-Беккера-Замятинского, на основании которой пришел к выводу, что она ведет себя как каолин. К сожалению, несмотря на широкое развитие в районе месторождений бокситов иногда ценных сортов глин, работ по изучению природы этих глин очень мало.

Большинство глин нижнего карбона обладают гораздо большей пластичностью, однородностью. Зеленоватый, голубоватый цвет, свойственный верхне-девонским глинам от значительных количеств неразложившихся слюд и хлоритов, в нижнем карбоне C_1^1 сменяется на серый; в глинах C_1^1 частицы слюды и хлорита простым наблюдением почти не обнаруживаются. Но нередко среди C_1^1 и глины сходные по своему химическому составу с глинами верхнего девона. Большое иногда количество щелочей и щелочных земель дает основание предполагать, что кроме каолинита в состав глин входят и другие алюмосиликаты.

Обычна в глинах нижнего карбона в том или ином количестве примесь гумусовых или углистых частиц. Известно в глинах карбона очень мало. Цвет глин карбона серый или, в зависимости от количества гумусовых и углистых веществ, темно-серый или черный. Окислы железа в глинах также иногда образуют небольшие стяжения или придают ей неравномерно-пятнистую окраску.

Таковы в общих чертах отличия по литологическому характеру в главных составляющих эти две толщи пород.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩ D^3 и C_1^1

Если по отношению песчано-глинистой толщи верхнего девона устанавливается взгляд на образование этих осадков в мелком, эпиконтинентальном, с непостоянным режимом, временами усыхающем море, в прибрежных лагунах из кластического материала, снесенного прибойными течениями или впадающими реками с близлежащего континентального массива, то в отношении C_1^1 имеются все основания к

тому, чтобы рассматривать последние как континентального характера образования.

Условия и формы залегания глин, характер подстилающих пород, связь глин с углистыми образованиями, частые случаи нахождения кристаллов пирита в углистых глинах и т. д. не оставляют почти никакого сомнения в происхождении этих глин при болотном типе выветривания.

Косая слоистость песков, сравнительно хорошая отсортированность и окатанность их зерен являются показателем образования их действием текучих вод, т. е. образования в континентальных условиях. Наконец, остатки флоры: *Stigmara ficoides*, *Calamites* и т. п. в оруденелых песках являются наиболее веским доказательством образования их на суше.

В каком отношении находятся между собой верхний девон и нижний карбон?

В условиях того болотного равнинного рельефа и вероятно влажного климата трудно предполагать возможность приноса значительных масс откуда либо издалека; вероятнее всего, перемещение материала могло иметь только местный характер.

Почти полное минералогическое тождество песков как девона, так и карбона, присутствие иногда в толще S_1 глин, близких по химическому и минералогическому составу с девонскими, указывают на тесную связь между собой этих двух толщ, выражающуюся в том, что одна из этих толщ, более позднего происхождения, образовалась из пород другой — более древней.

Конечно, вполне возможен привнос отдельными потоками в нижний карбон S_1 материала и из далеких мест, но такой чуждый материал должен повидимому рассматриваться как частный случай, и пока лишь только как теоретически-возможный.

С другой стороны, если песчано-глинистая толща образовалась в результате перемыва и переотложения пород верхнего девона, то нужно констатировать все же значительное физико-химическое изменение последних.

Каков характер этих изменений?

Пески, как уже указывалось, являются более отсортированными по крупности и состоят уже почти исключительно из стойких по отношению процессов выветривания и округло-окатанных минералов, т. е. почти кварцевых, с небольшой примесью слюд и т. п.

Мелкоземы и глины в девоне, состоящие преимущественно из хлоритов, серицитов и выветрелых обломков полевых шпатов, в условиях болотного выветривания претерпевают дальнейшие изменения, в конечном счете которого образуются иногда чистые каолиновые глины. Окислы железа, возможно освобождающиеся при разрушении хлоритов, сепарируются в стяжения, иногда частично переходя, как это обычно наблюдается при болотном выветривании, в пирит и марказит.

Таким образом можно наметить такую схему образования пород D^3 и S_1 (см. стр. 13).

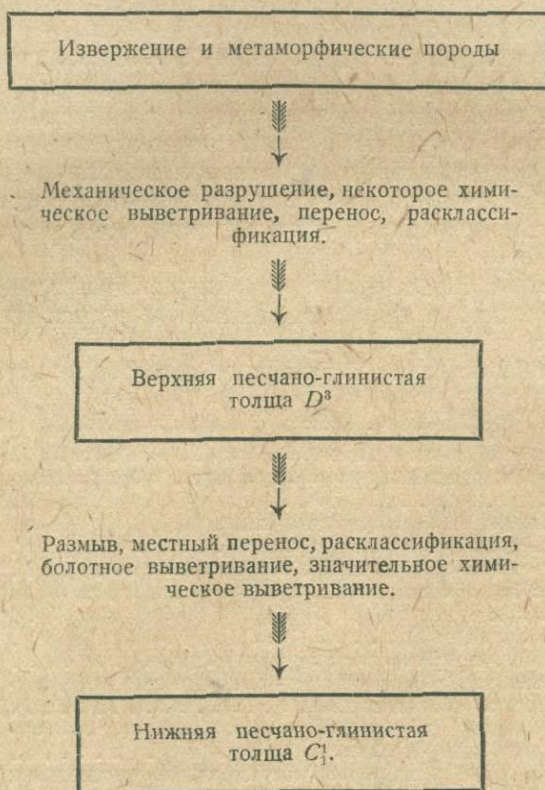
ХАРАКТЕР НАЛЕГАНИЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТОЙ ТОЛЩИ КАРБОНА НА ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Для характеристики налегания карбона на девон большой интерес представляют только те места, где отсутствуют латеритные образования. Естественные обнажения в Тихвинском районе вообще редки, а в песчано-глинистых образованиях в особенности, поэтому в наших руках в этом отношении мало фактического материала.

По данным буровых скважин можно только констатировать, что абсолютные отметки точек соприкосновения верхнего девона с карбоном изменяются в довольно значительных пределах и что поверхность девона обладает некоторым своим собственным не резким рельефом.

Например, в районе дер. Батьково верхний девон, представленный здесь преимущественно песчаной фацией, размыт, повидимому, в виде широкой отлогой котловины. Южный край этой котловины имеет отметку девона около 126 м, западный

120 м, северо-восточный 115—120 м, тогда как середина котловины имеет отметку 99 м, а в одном случае 95 м. На протяжении около 3 км отметки верхней поверхности девона колеблются в пределах 25—30 м. В отдельных случаях, например, по рч. Синенке ниже деревни Батьково, в том месте, где на верхний девон налегает черная глина карбона, между последней и верхним девоном залегают не мощный слой конгломератообразного характера, состоящий из различных обломков девонских пород, сцементированных глинистым цементом. Интересное обнажение удалось наблюдать Н. Н. Форшу, производившему литологическую съемку по реке Мде, южнее бокситового района. В обнажении ясно наблюдается, как песчано-глинистые отложения верхнего девона размыты, в виде довольно крутого оврага, на дне которого находятся конгломератовидные образования из обломков пород верхнего девона, карбона и даже латеритного характера галек; поверх этого конгломератовидного образования залегают глины и пески C_1^1 . По сообщению С. Г. Вишнякова, на рч. Ленинке также наблюдается между девоном и карбоном такой же конгломератовидный прослоек. Эти факты указывают на то, что поверхность верхнего девона подвергалась, до отложения на нее песчано-глинистой толщи нижнего карбона, размыванию. Таким образом, тот взгляд, что на верхне-девонские образования непрерывно налегает песчано-глинистая толща C_1^1 , взгляд, не раз высказанный в литературе, неправилен в данном случае. Фактически между этими двумя толщами имел место некоторый континентальный перерыв, во время которого явления размыва часто преобладали над явлениями новообразований.



СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛАТЕРИТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Стратиграфическое положение латеритных образований в Тихвинском районе долгое время оставалось не ясным. Первые разведочные работы на бокситы производились в частях Губского, Подсосненского и Красноручейского месторождений, выходящих на дневную поверхность или перекрытых только валунными глинами.

В первых работах М. М. Васильевского и др. по исследованию тихвинских бокситов время образования их не могло быть установлено и рассматривалось чрезвычайно неопределенно, от верхнего девона до ледникового периода. Бокситы и бокситообразные породы, по мнению М. М. Васильевского, произошли за счет пород угленосного яруса.

Дальнейшими геолого-разведочными работами доказывалось, что бокситы приурочены к нижнему горизонту песчано-глинистой толщи карбона. Так как в этом же горизонте встречаются кроме бокситов и крепкие железистые песчаники, то С. Ф. Малявкин назвал этот горизонт «рудным» горизонтом (8).

После находки в бокситах Красноручейского месторождения Д. Т. Мишаревым *Stigmaria fieoides*, стратиграфическое положение бокситов рассматривалось, как вполне точно установленное. Их относили к одному из первых образований песчано-глинистой толщи C_1^1 , залегающих или на «пестроцветной» глине, или в некоторых случаях на углистой глине C_1^1 . «Пестроцветная» глина имеет пятнистый характер серых, зеленоватых, красных цветов. Эту глину рассматривают, как перемытые в ниже-каменноугольное время девонские глины, как переходное от девона к карбону образование. Д. Т. Мишарев обозначал ее двойным названием карбон-девон («DC»), каковое и сохраняется до сих пор.

Перекрываются бокситовые образования сначала глинами, а затем обычными для песчано-глинистой толщи породами. В сравнительно более редких случаях, например, в западной части Губского месторождения, а также в западной части Красноручейского месторождения в почве бокситовых образований залегают темносерые и серые глины небольшой мощности.

Весь латеритный материал, с точки зрения С. Ф. Малявкина, создавшего аллювиально-латеритную гипотезу происхождения тихвинских бокситов, рассматривался как материал не местного происхождения, принесенный, по его предположению, из области распространения кристаллических пород и отложившийся в пониженных местах верхнего девонского рельефа, в местах медленного спокойного движения вод. Нижняя граница между латеритными породами и подстилающим их девоном или углистыми глинами карбона обозначалась в разрезах поэтому ясной резкой линией.

Для характеристики переходов от латеритных образований к песчано-глинистой толще верхнего девона приведем какой-либо разрез по нижней части выработки (в метрах):

Скв. № 3086 (Табаша, район Запольского месторождения).

	От	До	Мощн.
11. Аллит, рассыпающийся, красный с белыми и желтыми пятнами	8,75—	9,00	0,25
12. Аллит, рассыпающийся, красной ровной окраски	9,00—	9,50	0,50
13. Аллит, рассыпающийся, красный, неровной окраски, с белыми пятнами	9,50—	10,50	0,50
14. Сиаллит темнокрасный с белыми пятнами, плотный	10,50—	10,75	0,25
15. Сиаллит плотный, красный, с белыми пятнами	10,75—	11,25	0,50
16. Сиаллит плотный, зернистый, красный, с белыми пятнами	11,25—	12,75	1,50
17. Сиаллит красный, с белыми включениями и прослойками, плотный неровной окраски	12,75—	13,25	1,50
18. Сиаллит-глина красная плотная	13,25—	13,75	0,50
19. Сиаллит-глина красная, с небольшими белыми пятнами	13,75—	14,50	0,75
20. Глина красная, с белыми, голубыми, желтыми включениями, плотная, внизу встречаются блестки слюды	14,50—	16,00	1,50
21. Глина красная, с белыми, голубовато-зелеными, желтыми включениями, слюдистая, неровной окраски, рассыпающаяся	16,00—	17,00	1,00
22. Глина голубоватая, с желтыми, красно-коричневыми прослоями и пятнами, с блестящим изломом и блестками слюды	17,00—	17,50	0,50
23. Глина красно-коричневая, с желтыми и сиреневыми пятнами и прослойками, с блестящим изломом, слюдистая	17,50—	18,50	1,00
24. Глина очень песчаная, голубая, с желтыми прослоями и пятнами, плотная, немного слюдистая	18,50—	19,50	1,00
25. Глина красно-коричневая, с голубыми, желтыми и зелеными прослоями, песчаная, плотная	19,50—	20,50	1,00
26. Глина сиреневая, с красными, желтыми и голубыми прослоями, слюдисто-песчаная	20,50—	21,50	1,00
27. Песок очень глинистый, голубой, тонкий, слюдистый	21,50—	22,00	0,50

28. Песок глинистый, голубой, с желтыми, коричневыми, красными прослоями, тонкий, очень слюдистый	22,00	—	—
Конечная глубина	23,30	ж	

Каков характер изменений от одного слоя к другому в низах этой скважины? Мы видим, что аллиты (то же по своей природе, что и бокситы), рассыпающиеся, красной с белыми пятнами окраски, т. е. аллиты землистой структуры, сменяются более плотными такой же пятнистой окраски сиаллитами. Так как описание этой скважины сделано до получения химических анализов, на основании лишь внешнего макроскопического вида образцов, то, очевидно, переход аллитов к сиаллитам отмечен по появляющейся у образцов уже некоторой «жирности» на ощупь. Плотные, очевидно еще каменистого характера сиаллиты в горизонте 18—19 сменяются «сиаллит-глиной» — красной или пятнистой окраски. «Сиаллит-глина» — это термин, показывающий на переходный характер этого образования от сиаллитов каменистых к пластичным глинам. С горизонта 20 появляется уже более ясная глинистая порода, красная, с белыми, желтыми и голубоватыми пятнами или прослоями, начинают замечаться видимые частички слюды. Это именно та порода, которую называют «пестроцветной» и рассматривают как переходное к девонским отложениям образование на основании главным образом голубоватых пятен и иногда наблюдаемых частичек слюды. Включения (или пятна) белой, серой или желтой глины рассматривались, как характерные для нижнего карбона признаки, ибо эти глины обычные в нижнем карбоне; с другой стороны, голубоватые или зеленоватого цвета пятна и частички слюды принимались за признаки, характерные для верхнего девона. Такая как бы смесь пород девона и карбона рассматривалась, как результат перемыва, и пестроцветная глина определялась, как перемывтый в ниже-каменноугольное время девон. С горизонта 22 белые и серые пятна исчезают, начинают преобладать голубовато-зеленые или красные цвета с исключением желтых, количество видимой слюды постепенно увеличивается, и только по этим признакам обычно устанавливается, что уже начались более или менее характерные породы песчано-глинистой толщи верхнего девона.

Из всего сказанного видно, что все изменения от одного горизонта к другому, от аллитов — к голубоватым слюдистым глинам верхнего девона не резки, постепенны, почти неуловимы для глаза, так что, по существу, нет ясной определенной границы между голубовато-зелеными или красными слюдистыми глинами верхнего девона, глинистыми сиаллитами и просто сиаллитами, — такой границы, которая бы указывала на смену условий образования или на резкое изменение химико-физического состава где-либо в пределах данного участка вертикального разреза. Чтобы не повторять сказанного, ограничимся приведением только одного разреза из многочисленных имеющихся выработок.

В приведенном разрезе нет никакого указания на существование конгломератовидных образований, указывающих на некоторый перерыв в отложениях. Если латеритные породы относить к нижнему карбону, то в данном случае, т. е. там, где между карбоном и верхним девонem находятся латеритные образования, необходимо признать полную справедливость взгляда, что: «мощная свита пестроцветных пород девона нередко совершенно неуловимо и без резкой границы переходит в такую же свиту пород, которые в известных случаях, благодаря нахождению в них, например, остатков стигмарий, должны быть признаны за каменноугольные» (7).

ЧАСТЬ II

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕРЕХОДНЫХ ПОРОД МЕЖДУ БОКСИТАМИ И ГЛИНАМИ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА

Описанная выше постепенная изменяемость пород от более или менее характерных глин верхнего девона до латеритного типа образований заставила меня обратить внимание на выяснение природы этого явления.

Для исследования мною были взяты образцы из двух буровых скважин и одного обнажения с трех различных мест. При выборе образцов скважин главное внимание

было обращено на то, чтобы скважина по возможности достигала пород, которые по всем признакам можно было бесспорно отнести к верхнему девону. Нужно заметить, что при разведочных работах на бокситы скважины обычно останавливаются в «пестроцветной глине», так как дальнейшая углубка их, с точки зрения разведывательных целей, совершенно излишня. Выбор поэтому мог ограничиваться только теми скважинами, которые по оплошности перебулены, что естественно делало его в значительной мере случайным.

Места взятия образцов находились в довольно большом расстоянии друг от друга, и каждое принадлежало к отдельному месторождению.

Первые образцы взяты были из небольшого естественного обнажения, почти единственного в районе работ, находящегося в одном из левых оврагов ручья Вельги, левого притока рч. Пярдомли; вторые — по разрезу скв. 3086 у ручья Табашного, притока Воложбы, и третьи — по разрезу одной из разведочных скважин: № 4075 Дороховского месторождения.

Задачу нашей работы составляло изучение переходных образований между верхне-девонскими глинами и бокситового характера породами, с целью выяснения существования между ними какой-либо связи, зависимости регионального характера.

Такая регионального характера зависимость выражалась бы в присутствии «латеритного профиля».

Наше стремление поэтому было: собрав по имеющемуся материалу все доказательства, попытаться обнаружить, что здесь мы имеем латеритный профиль.

Условимся сначала, что мы будем понимать под латеритным профилем, так как этому термину не дано еще определения. Латеритным профилем будем называть увязанную с глубиной залегания цепь последовательных физических и химико-минералогических изменений пород, содержащих силикаты алюминия, железа, магния идущих в направлении образования пород, состоящих преимущественно из свободных гидратов окисей алюминия и железа и происходящих при поверхностном выветривании в особых климатических условиях.

В зависимости от степени изменения исходных материнских пород в латеритном профиле различают следующие зоны: 1) свежие породы, 2) зона распада или обесцвечивания, 3) пятнистая зона или зона обогащения, 4) зона железистой коры.

Нашими исследованиями умышленно не затронуты верхние зоны латеритного профиля, так как они не имеют непосредственного отношения к задаче — установить генетическую связь верхнего девона с латеритными (бокситовыми) образованиями.

Перейдем теперь к описанию отдельных разрезов и тех результатов, которые получены после изучения взятых по разрезу образцов.

ОБНАЖЕНИЕ 3 ЛЕВОГО ОВРАГА РУЧЬЯ ВЕЛЬГИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КРАЙ УСАДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Описание обнажения

Обнажение было расчищено уступами.

1. Верхние 0,80 м представлены песчанистой глиной. Глина имеет коричневую окраску и содержит значительное количество валунов гранита и гнейса и чрезвычайно большое количество бокситовой гальки разных цветов от светлосерого, почти белого, до коричнево-красного.
2. Горизонтальной, но не четкой границей эта валунная глина отделяется от нижележащей красной сухой глины. Глина легко крошится, комковатая, комки снаружи покрыты розоватым и желтоватым налетом (обр. № 3) мощн. 0,08 м
3. Бокситообразная глина непластичная, твердая, рассыпающаяся, не вскипает с HCl. Окраска неровная. Общий тон коричневато-красный с розовато-желтоватыми, фиолетовыми оттенками. Местами встречаются более твердые куски (обр. № 4) 0,16 м

4. Твердая в угловатых кусках и плитах темнокрасной окраски порода. Куски и плиты твердые, но в то же время хрупкие, цвет внизу постепенно переходит в розовато-красный с слабо выраженной пятнистостью. Куски и плиты не всегда лежат плотно друг к другу, между ними залегает мелкая землястая порода того же характера. Образцы через 0,25 м, №№ 7, 8, 9, 10, 11. мощн. 1,30 м
5. Та же бокситового характера порода красновато-коричневой окраски с фиолетовыми и белыми пятнами. Залегает крупными кусками-плитами, но чаще сплошной массой, реже между глинами встречаются мелкие твердые куски, напоминающие непластичную глину. По стенкам уступа наблюдается некоторый небольшой наклон по плоскостям плит с падением на запад. Взятые образцы через 0,20 м, сверху вниз №№ 12, 13, 14, 15 " 1,10 "
6. Ниже постепенно красновато-коричневая порода переходит в красновато-фиолетовую и темносиреневую, с белыми пятнами, сухую рассыпающуюся под пальцами породу. Залегает угловатыми плитчатыми кусками среди землястой такого же характера массы. В верхней части уступа значительно более твердая, а ниже более глинистая. По принятым в разведочных партиях обозначениям верхняя часть может быть обозначена как сналлит, а нижняя как сналлит-глина. Образцы № 16 и 17, взятые сверху вниз через 0,20 м. Обр. № 18 — сналлит-глина. " 1,15 "
7. В самой верхней части уступа намечается переход красно-фиолетовой с красноватым оттенком глины в пестроцветную, не яркую, с преобладанием фиолетового цвета, глину. Глина слабо-пластична, рассыпается под пальцами, не вскипает с HCl. Переход неувидимый — постепенный. Обр. №№ 19 и 20 " ~0,48 "
8. Затем фиолетовая пестрая переходит в фиолетово-красную с преобладанием красного цвета, но все же пеструю глину. В этой глине встречаются значительные участки коричневатой-желтой и голубой глины. Глина слабо-пластичная, легко крошится. Обр. № 21 " 0,20 "
 По принятым в разведочных партиях обозначениям горизонты обр. №№ 20 и 21 соответствуют "пестроцветной глине".
9. Последняя переходит в зеленовато-желтую, плотную, пластичную, частью пеструю глину с включением голубой (верхний девон). Обр. № 22 " 0,27 "
10. По неровной, но ясной границе наложения сменяются голубоватой, слабо-песчанистой (песчанистость книзу постепенно увеличивается), слегка слюдястой, слабо пластичной, раскалывающейся по плоскостям глиной. Обр. № 23 " 0,28 "
11. Заметной, но нечеткой границей, эта глина отделяется от нижележащего чрезвычайно тонкого, слюдястого серовато-голубоватого песка. Обр. № 24. " 0,25 "
12. Тот же песок, но более плотный, сильно вскипающий с HCl. Обр. № 25. Мощность от 8 до 12 гор. " 0,52 "

В этом обнажении мы обозначали начало верхнего девона по появлению голубоватой слюдястой глины, а пестроцветную глину выделили с началом появления у «сналлит-глины» характерной пятнистой, желтой, голубоватой, красной окраски, с приобретением некоторой пластичности.

В верхнем девоне наблюдается между отдельными различными по составу породами уже ясная граница напластования, в то время, как в пестроцветной глине и в вышележащих латеритного характера образованиях все изменения непрерывны и границы носят совершенно иной характер

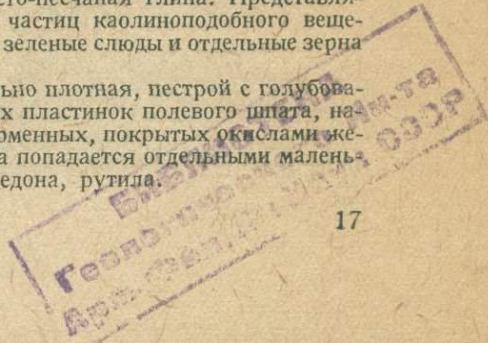
Для исследований из обн. 3 были взяты образцы от ясно выраженного верхнего девона до пород, которые можно было бы по внешнему виду характеризовать как бокситовые (анализы смотри в таблице на стр. 18).

Петрографическая характеристика образцов по профилю Верхний девон

Обр. № 24. Песок тонкозернистый, светлосерый, серовато-голубоватый, почти белый, в главной своей массе состоит из угловато-окатанного кварца с примесью мелких зерен кальцита и бесцветной слюды. Реже встречаются зеленая слюда и обломки полевого шпата.

Обр. № 23. Голубоватая почти белая, сухая, слабо-слюдясто-песчаная глина. Представляется под микроскопом состоящей из агрегатов мельчайших частиц каолиноподобного вещества и бесцветных слюд. В небольшом количестве встречаются зеленые слюды и отдельные зерна кварца.

Обр. № 22. Глина зеленовато-желтая, пластичная, довольно плотная, пестрой с голубоватыми пятнами окраски. Главная масса состоит из выветрелых пластинок полевого шпата, находящихся в различной степени разрушения вплоть до бесформенных, покрытых окислами железа скопленений бесцветной слюды и хлорита. Кварц изредка попадает отдельными маленькими зернышками. Встречены единичные экземпляры халцедона, рутила.



Анализы образцов обн. 3

Фамилия аналитика	Е. Н. Егорова	Б. Б. Бакланова	Р. П. Ильницкий	Е. Н. Егорова	Автор	Н. В. Левенфиш	Автор			
Характер навески	Пересчитаны на высушенную при 110° навеску									
№№ образцов	№ 7	№ 9	№ 12	№ 14	№ 16	№ 18	№ 20	№ 22	№ 23	№ 24
SiO ₂	36,18	37,75	38,93	39,95	39,42	39,26	40,04	45,47	54,95	71,42
Fe ₂ O ₃	18,93	11,64	11,56	11,72	14,30	19,83	17,63	9,29	1,81	0,60
Al ₂ O ₃	30,72	35,38	33,45	34,13	32,57	25,94	27,25	31,04	31,68	10,27
TiO ₂	0,94	1,46	1,52	1,48	0,69	1,39	1,26	1,50	1,48	0,51
CaO	0,27	0,21	0,44	0,31	0,30	0,39	0,68	0,36	0,37	6,73
MgO	0,17	0,11	0,26	0,18	0,16	1,23	1,68	0,94	0,42	0,27
Na ₂ O	0,22	0,65	0,30	нет	0,07	0,14	0,34	2,08	0,34	0,38
K ₂ O	0,15	0,15	0,73	0,72	1,43	2,26	2,42	0,42	0,64	0,52
FeO	нет	нет	нет	не определено		—	0,29	—	—	нет
Потеря при прок.	12,02	12,94	12,31	11,78	10,68	9,23	8,63	9,35	8,20	8,83
+ H ₂ O	99,76	100,29	99,50	100,27	99,62	99,67	100,22	100,45	99,89	99,53
	—	0,69	0,86	—	—	2,04	—	2,91	2,64	0,19
		Сиаллиты				Пестроцв. глина		Верхний девон		

«Пестроцветная глина»

Обр. № 20. Глина рассыпающаяся, слабо пластичная, пестрая с преобладанием фиолетовой окраски. Состоит в главной массе из мельчайших конкреций, чешуек, пластинок каолинитового характера, покрытых окислами железа, конкреций лимонита.

Редко можно наблюдать остатки зеленоватой слюды. Кварц в редких единичных угловато-окатанных зернах. Встречаются отдельные экземпляры турмалина, рутила.

Обр. № 18. Сиаллит-глина фиолетово-сиреневого цвета. Представляет тонко дисперсную массу каолинитового характера, покрытую окислами железа. Встречается изредка рутил и мельчайшие обрывки, повидимому слюды.

Обр. № 16. Сиаллит фиолетово-сиреневого цвета с белыми пятнами, состоит из агрегатов неопределенных частичек (точек). В светлых пятнах можно наблюдать редкие единичные разложившиеся хлориты, а в окрашенных — окислы железа, и зерна каолинитового характера покрытые окислами железа. Различаются ясно только изредка встречающиеся зернышки рутила и турмалина.

Обр. № 14. Бокситового характера порода красно-коричневой окраски с белыми и фиолетовыми пятнами. Под микроскопом представляет характер каолиновой породы с окислами железа.

Обр. № 12. Бокситовая порода, пестрая, с белыми, сиреневыми пятнами и точками, слабая, легко разламывающаяся. Так же, как и предыдущий образец, носит характер каолиновой породы; наблюдаются покрытые и пропитанные окислами железа редкие отдельные неправильной формы глиноземные минералы, повидимому, гиббсит. Кроме того встречаются отдельные редкие зерна левверьерита, циркона, турмалина и кальцит.

Обр. № 9. Довольно крепкая, в значительной степени пористая, местами характерного оолитового строения, местами лишь с включением отдельных мелких оолитов, точечно-пятнистой окраски, или с небольшими неправильной формы пятнами темнокрасного, желтого, белого цвета порода. Порода по внешнему виду вполне сходна с типичными для Тихвинских месторождений бокситами. Главная масса состоит из отдельных агрегатов, чешуек и точек, покрытых окислами железа, совершенно не действующих на поляризованный свет. Наблюдаются лишь редкие покрытые окислами железа кристаллики гиббсита и, как везде, зерна рутила, циркона.

Обр. № 7. Довольно крепкая пористая с редкими пятнами и прожилками белого и желтого цвета порода. Под микроскопом выглядит так же как и обр. № 9, только наблюдаются кроме того редкие обломки левверьерита.

Проследим теперь общий характер изменения в минералогическом составе и макропетрографическом облике пород по профилю снизу вверх, т. е. начиная от верхнего девона до бокситового характера образований; мы будем иметь следующую картину: зеленовато-желтая, пластичная глина, состоящая из выветрелых пластинок и осколков полевого шпата, слюд и хлорита (обр. № 22), глина лишь

только в понятии чисто физическом, но не имеющая ничего общего с так сказать «истинной» глиной в понятии химико-минералогическом, изменяется постепенно, переходя к породе, характеризующейся обр. № 20. Это изменение в физическом отношении выражается в потере части пластичности, в появлении пестрой пятнистой окраски. Мелкие неправильной формы пятна от величины булавочной головки до величины боба красной, фиолетовой, желтой, светлозеленой окраски равномерно рассеяны по всей породе. Минеральные частицы в большей части распадаются до размеров, неопределимых под микроскопом, и наблюдаются в небольшом количестве только более стойкие, как, например, рутил, циркон, турмалин.

Выше (обр. № 18) порода по физическому виду приобретает характер «сухаря». Окраска приобретает фиолетово-сиреневый тон, сохраняя очень мелкую, почти точечную пятнистость. При сильном увеличении обнаруживает тонкодисперсный характер с редкими обрывками слюд.

Далее порода становится несколько более крепкой, появляются более ясно обособленные бледносиреневые или белые пятна, достигая иногда величины до 10 см и более, и такого же цвета переплетающиеся неправильные прожилочки. По строению это та же тонкодисперсная масса, но с еще более редкими разложившимися слюдястыми частицами и с чешуйками окислов железа и, возможно, каолинита.

Выше (обр. № 14) порода изменяет свою окраску на бледнокрасную, также с белыми пятнами, крапинками и прожилками. Наблюдается обособление окислов железа в виде интенсивной окраски округлой формы пятен. На ощупь менее жирная, чем нижележащие горизонты. Под микроскопом не наблюдается уже видимых слюд и хлоритов. Вся порода имеет вид каолинового характера с чешуйками, покрытыми окислами железа.

На горизонте обр. № 12 порода становится более похожей на камень, чем на сухарь: наблюдаются уже отдельные редкие маленькие оолиты и кое-где незначительные поры и пустоты. Порода также имеет пятнистый характер. Среди изотропной, не действующей на поляризованный свет массы начинают встречаться пропитанные окислами железа зерна гиббсита и редкие обломки леверрита.

Выше поры увеличиваются по количеству и по размерам, порода приобретает постепенно оолитовый характер. Пятна становятся темнокрасного, почти бурого, белого и желтого цвета. Здесь мы наблюдаем небольшие вертикально стоящие трубчатые каналчики, концентрически окруженные темным с мелкими оолитами веществом. Порода каменная и на ощупь не имеет жирности. Под лупой наблюдается уже в образцах №№ 10 и 9 редкие разбросанные со стеклян-ным блеском крохотные кристаллики гиббсита, более ясно наблюдаемые под микроскопом. Главная же масса также совершенно не действует на поляризованный свет.

Характер химических изменений по профилю

Вышеописанные образцы были взяты и для химического исследования (см. табл. на стр. 18).

Если приведенные выше последовательные изменения физического и минералогического свойства и состава по разрезу есть результат поверхностного выветривания, общего с процессами каолинизации или латеризации, то и в химическом составе пород мы должны так же иметь цепь характерных изменений.

При выветривании, например, полевых шпатов как калиевых, так и кальциево-натриевых наблюдается три характерных явления: 1) значительное уменьшение щелочных и щелочно-земельных металлов, 2) потеря некоторой части кремнезема, 3) присоединение конституционной воды.

Действительно, при выветривании, например, ортоклаза в каолин количества удаленной SiO_2 и K_2O и присоединенной H_2O , если допустить, что Al_2O_3

остается без изменения, можно определить простым пересчетом (в процентах).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	H ₂ O	Итого
Ортоклаз	64,86	18,29	16,85	—	100
Удаляется	43,24	—	16,85	—	60,09
Присоединяется	—	—	—	6,45	6,45
Каолин	21,62	18,29	—	6,45	46,36

Кальциево-натровые полевые шпаты при выветривании переходят в каолин и частью в растворимые в соляной кислоте аллофаны (в процентах):

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	H ₂ O	Итого
Альбит	68,81	19,40	11,79	—	100
Удаляется	45,87	—	11,79	—	57,66
Присоединяется	—	—	—	6,85	—
Каолин, аллофан	22,94	19,40	—	6,85	49,19

И только анортиты могут переходить в аллофаны или каолины без заметной потери SiO₂. В действительности же в природе удаляемая часть является более значительной, так как нельзя полагать, что количество Al₂O₃ остается неизменным.

Менее полно освещен в литературе вопрос о характере изменений при выветривании слюд и хлоритов.

Выветривание слюд происходит, повидимому, легче, чем, например, ортоклаза. Растения гораздо успешнее развиваются, если калийные соли доставляются в почву в виде мусковита, чем в том случае, когда источником калия является ортоклаз (4). Известный процесс выцветания биотита указывает на сравнительную легкость выделения из биотита окислов железа. Опыты П. А. Земятченского (6,93) над гидролитическим разложением мусковита показывают, что тонко взвешенная муть мусковита, находившаяся только в течение двух суток в воде, приобрела до 13,94% связанной воды и потеряла значительную часть щелочей.

Что касается изменения в содержании кремнезема при выветривании мусковита, то вопрос этот недостаточно ясен. Так, например, у Земятченского, при его исследованиях над гидролитическим разложением слюд, получалось некоторое увеличение содержания SiO₂ и уменьшение глинозема, однако он же указывает, что Jonstone, подвергая кусок мусковита действию дистиллированной воды в течение года, получил уменьшение SiO₂.

Если при процессе каолинизации мусковита не требуется удаления SiO₂, так как молекулярное соотношение SiO₂ : Al₂O₃ в мусковите то же, что и в каолините, то при процессах латеритизации должно происходить совсем иначе.

Латеритизация, как процесс, связанный с более глубоким изменением всего химического состава минералов, вызывает необходимость удаления и из мусковита кремнезема. В процессе латеритизации слюдяных сланцев, описанных Argandeaux, в состав которых входит главным образом мусковит, удаление значительной части SiO₂ при распаде мусковита не подлежит сомнению. При выветривании биотитов кроме указанных трех явлений еще ясно отмечается переход закисного железа в окисное.

Вот эти то выше указанные наиболее характерные химические изменения состава алюмосиликатов при выветривании и были приняты нами в основу наших исследований.

Если отмеченная выше постепенная изменяемость внешнего вида и петрографического характера образцов по профилю есть результат процесса выветривания, то это должно найти ясное отражение и в соответствующем изменении их химического состава. В обн. 3, если рассматривать нижние горизонты обнажения, т. е. более или менее ясный девон, за такие породы, в результате поверхно-

стного выветривания которых образуются все вышележащие пестроцветные глины, сиаллит-глины, сиаллиты и т. д., то по мере продвижения вверх должно наблюдаться постепенное уменьшение кремнезема, уменьшение щелочей и щелочно-земельных металлов, возрастание связанной воды и увеличение растворимого железа.

Изменение содержания кремнезема по профилю: коэффициент K_i

Цифра валового содержания кремнезема в породе не всегда может служить мерилем степени изменения при выветривании алюмосиликатов, входящих в состав данной породы, так как кроме силикатного кремнезема может быть и свободный кремнезем: кварц, опал. В общем случае количество свободного кремнезема необходимо было бы учесть и исключить из подсчета. В наших образцах однако, как показали вышеприведенные микроскопические исследования, количество кварца настолько незначительно, что его содержание не может существенно повлиять на общую картину изменения по профилю силикатного кремнезема. Поэтому мы не прибегали для этой цели к обработке серной кислотой и содой образцов, а пользовались цифрами SiO_2 валового анализа. Абсолютное процентное содержание SiO_2 валового анализа еще недостаточно показательно для степени распада алюмосиликата и для изменения содержания его по профилю хотя бы потому, что оно при общем изменении состава породы в значительной степени зависит и от содержания окислов железа, мигрирующих в толще, от количества связанной воды, влаги и пр.

Более отчетливую картину можно получить для характеристики содержания кремнезема, если пользоваться не абсолютным процентным его содержанием, а относительным к какой-либо более постоянной составной части силиката.

Условно за такую постоянную часть принимается Al_2O_3 .

В силу этих соображений мы для суждения об изменениях SiO_2 по разрезу будем пользоваться отношением $SiO_2 : Al_2O_3$, выраженным в молекулярных числах, называемым Н. Hargrossowitz'ем (15) коэффициентом « K_i », определяемым по формуле: $K_i = \frac{SiO_2}{Al_2O_3} \cdot 1,7$.

Вычисленный таким образом коэффициент « K_i » из наших валовых анализов дает следующие величины:

Обр. № 24	11,8	Кварц входит как главная сост. часть
» № 23	2,95	Есть заметная примесь кварца
» № 22	2,49	ничтожная примесь кварца
» № 20	2,50	" " "
» № 18	2,57	" " "
» № 16	2,06	" " "
» № 14	1,99	" " "
» № 12	1,97	" " "
» № 9	1,81	" " "
» № 7	2,00	" " "

Если изобразить изменение « K_i » графически, по профилю, отложив по оси ординат величину « K_i », а по оси абсцисс глубину взятия образцов, то получим (см. диаграмму на рис. 1) хотя и прихотливую, но все же ясно поднимающуюся с глубиной кривую.

Напомним, что, во-первых, глубже обр. № 22 наблюдается уже ясная граница между отдельными пластами девона и, во-вторых, состав самого девона (преобладающее значение постепенно переходит к кварцу) таков, что не позволяет включать его в ряд.

Непонятно некоторое повышение относительного содержания кремнезема в обр. № 7. Объяснение этого явления надо уже искать в процессах другого порядка: глубина залегания этого образца всего 0,95 м от поверхности, а потому

все современные почвенные процессы могут оказывать значительное влияние на этой глубине¹.

Было бы совершенно неправильно полагать, что кривая «Кі» должна быть совершенно плавной. Во-первых, мы здесь имеем начальные, подвергнувшиеся выветриванию, породы осадочного происхождения. Распределение отдельных составляющих минералов в исследуемой нами здесь 4-метровой толще вряд ли было совершенно равномерное. Всегда можно допустить, что где-либо соотношение между частицами, предположим слюд и полевых шпатов в мелкозем, могло изменяться. Так как разлагаемость слюд и полевых шпатов при одних и тех же условиях происходит не с одинаковой скоростью, то естественно, что это

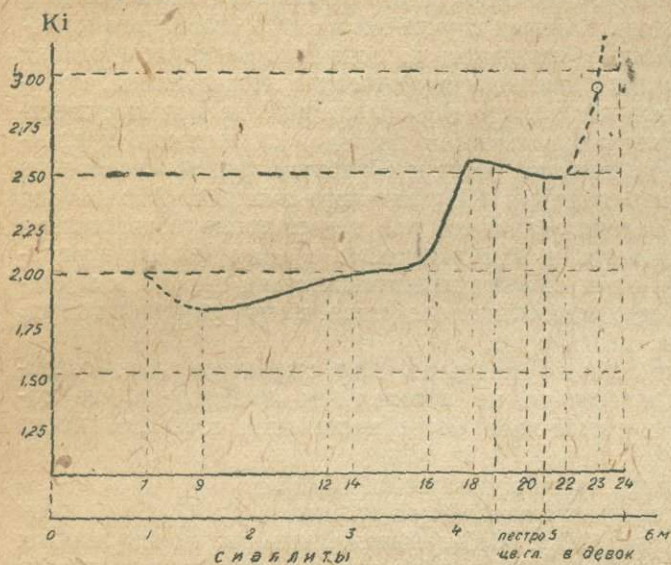


Рис. 1. Обн. 3. Диаграмма изменения коэффициента «Кі».

находит отражение и в этой волнистости кривой «Кі», которую мы наблюдаем.

Интересно отметить, что до тех пор пока кривая «Кі» была выше 2,00, т. е. пока она превышала теоретическое для каолина отношение $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$, под микроскопом не удавалось заметить кристаллического гиббсита. Первые редкие кристаллы гиббсита начинают появляться вскоре после того, как кривая «Кі» опустилась ниже 2,00 (обр. № 12 и в особенности обр. № 9); отдельные чешуйки гиббсита наблюдаются и в обр. № 7, для которого «Кі» снова повысилось до 2,00.

Повидимому, характер соединений глинозема для верхней и нижней частей профиля при одинаковых «Кі»

будет различен, что, возможно, зависит, как указано выше, от почвенных современных процессов.

Изменение содержания щелочных и щелочно-земельных металлов по профилю

При исследовании изменения в содержании щелочей должны приниматься во внимание только окислы тех щелочных и щелочно-земельных металлов, которые входят в состав алюмосиликатов. При минералогическом же исследовании отмечались случаи нахождения в некоторых образцах отдельных зерен кальцита или вообще карбоната².

Для учета количества карбонатов было произведено во всех исследуемых образцах прямое определение углекислоты.

На основании данных исследований латеритов других разрезов (скв. № 4075) можно считать, что углекислота связана преимущественно с окисью кальция в кальцит.

¹ Укажем, что вопрос о деградации латеритных образований под влиянием как современных, так и древних почвенных процессов представляет большой практический и теоретический интерес и ждет еще своего разрешения.

² Карбонаты обязаны здесь своим происхождением вторичным процессам после образования латерита. Карбонатные породы больших мощностей находятся в кровле песчано-глинистой толщи нижнего карбона, обломки известняка рассеяны всюду. При легкой сравнительно растворимости карбонатов они легко могут мигрировать и в рассматриваемые нами породы.

Прямое определение CO_2 показало присутствие:

Образцы	№ 24	№ 23	№ 22	№ 20	№ 18	№ 16	№ 14	№ 12	№ 9	№ 7
Колич. CO_2	5,40	следы	0,20	0,04	0,07	нет	нет	0,08	нет	нет
Потребное количество CaO	все колич. CaO	—	0,26	0,5	0,09	—	—	0,10	—	—

В общем количества CO_2 довольно малы, за исключением песчаника девона (обр. № 24). Кроме CaO , связанного в кальцит, все остальные щелочи и щелочные земли можно считать входящими в состав алюмосиликата. Общее количество всех щелочей и щелочно-земельных металлов алюмосиликатов и изменение их по профилю выразится следующей таблицей (в процентах):

Образцы	№ 22	№ 20	№ 18	№ 16	№ 14	№ 12	№ 9	№ 7
CaO	0,09	0,63	0,29	0,30	0,31	0,34	0,21	0,27
MgO	0,91	1,68	1,21	0,16	0,18	0,26	0,11	0,17
K_2O	0,41	2,42	2,21	1,43	0,72	0,72	0,15	0,31
Na_2O	2,02	0,34	0,14	0,07	нет	0,30	0,64	0,22
Сумма	3,43	5,07	3,85	1,96	1,21	1,62	1,11	0,97

Приведенные цифры, хотя и отражают постепенно изменение суммы всех щелочей в сторону уменьшения, по мере передвижения от верхнего девона к латеритным образованиям, тем не менее все же было бы не совсем правильным делать на этом основании какое-либо заключение. Те же соображения, по которым при исследовании изменчивости кремнезема мы пользовались не абсолютным процентным содержанием его, а величиной «Кі», остаются и здесь полностью в силе. Из всех компонентов, входящих в состав наших пород, мы приняли, правда условно, что наиболее постоянная составная часть при процессе выветривания есть Al_2O_3 . Поэтому, чтобы избежать влияния на величины щелочей других изменяющихся компонентов, будем пользоваться также величиной соотношения щелочей к глинозему, выраженной в молекулярных числах. Эту величину обозначим «ba». Формула для вычисления «ba» с учетом молекулярных весов будет такова

$$\text{«ba»} = \frac{\text{CaO} \cdot 1,822 + \text{MgO} \cdot 2,536 + \text{K}_2\text{O} \cdot 1,085 + \text{N}_2\text{O} \cdot 1,646}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

Определенные таким образом коэффициенты щелочности «ba» в наших образцах будут следующие:

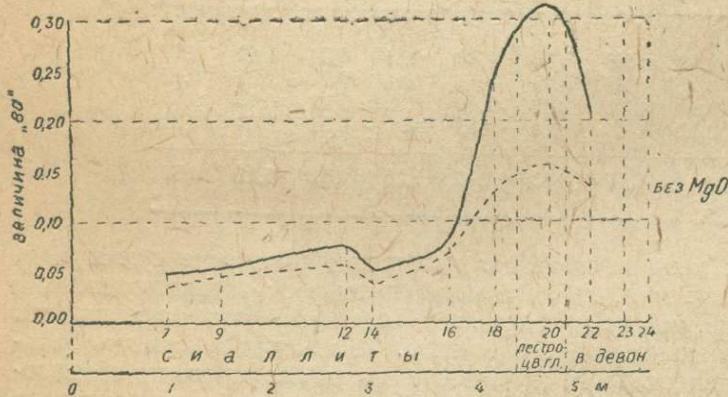
Обр. № 22	0,207	Обр. № 14	0,053
„ № 20	0,316	„ № 12	0,077
„ № 18	0,247	„ № 9	0,053
„ № 16	0,081	„ № 7	0,050

При вычислении этих коэффициентов мы принимали все без исключения окислы щелочных и щелочно-земельных металлов, но необходимо указать на некоторую особенность MgO . MgO у нас, повидимому, входит, как это указывает микроскопический анализ, в состав магнезаальных слюд.

Наблюдения над процессами выветривания магниезных слюд показывают, что в этих слюдах в начальных стадиях процесса не только не наблюдается уменьшения количества MgO , но даже наблюдается заметное его возрастание. Например, ряд анализов биотита около Белой Церкви на Украине (4, стр. 122), находящегося в различной стадии поверхностного выветривания, показывает ясно, что в начальной стадии выветривания обесцвеченные и размягченные биотиты, потерявшие значительную часть щелочей и присоединившие много конституционной воды, содержат больше MgO , чем свежие биотиты. Но в конечных стадиях, при полной каолинизации биотитовых слюд, MgO также почти полностью удаляется. Это явление трудно истолковать иначе, как сравнительно большей устойчивостью, по крайней мере в начальных стадиях выветривания, магниезных соединений, отчего и происходит вначале некоторое накопление MgO .

По этим соображениям при исследовании процессов каолинизации рекомендуется, при вычислении коэффициентов щелочности не принимать во внимание MgO .

Если в наших породах исключить из подсчета MgO , то получим следующие величины « ba »:



Обр. № 22	0,135
№ 20	0,158
№ 18	0,130
№ 16	0,068
Обр. № 14	0,040
№ 12	0,057
№ 9	0,045
№ 7	0,036

Отложив как предыдущий, так и этот ряд величин « ba » по профилю обнажения, получим следующую диаграмму коэффициента щелочности (см. рис. 2).

Рис. 2. Обн. 3. Диаграмма изменения коэффициента « ba ».

Сравнивая эти две кривые, видим, что

они имеют один и тот же общий характер, но только кривая без MgO является более плавной. На границе верхнего девона и пестроцветной глины наблюдается некоторое повышение значения MgO относительно других щелочей, и вообще роль MgO в образцах нижней части профиля представляется значительно большей, чем в сиаллитах.

Является ли это результатом накопления MgO в начальной стадии выветривания, или объясняется просто присутствием в большем количестве магниезных слюд в горизонте обр. № 20, чем в горизонте обр. № 22, решить нам не удалось.

Во всяком случае из наших кривых вытекает, что MgO может затемнять общую картину лишь в самых начальных стадиях химического выветривания, в дальнейших же стадиях MgO ведет себя одинаково с другими щелочами и щелочными землями.

Кривая « ba » в левой части имеет более медленное понижение, тогда как в правой части падение ее сравнительно более резкое, крутое. Начало уменьшения коэффициента « ba » начинает проявляться с обр. № 20 и следует в довольно значительных размерах. Таким образом, обесщелочевание проявляется сразу в довольно сильной степени в начальной части исследуемого профиля и замедляется в последующих.

Если взять величину « ba » для обр. № 22 за 100%, то соответствующее значение « ba » (обозначено в рис. 3 как B) для других образцов будет таково (в процентах):

		Без MgO		Без MgO	
Обр. № 22	100—100	Обр. № 14	25—30
„ № 20	152—117	„ № 12	32—42
„ № 18	119—96	„ № 9	25—37
„ № 16	39—50	„ № 7	24—26

Или графически это изменение щелочности по профилю в процентном выражении относительно верхнего девона изобразится следующими кривыми (см. рис. 3).

Изменение количества связанной воды по профилю

В большинстве образцов производилось прямое определение воды; в тех же образцах, в которых прямого определения воды не производилось, количество связанной воды определялось путем вычислений — в воздушно-сухой навеске вычитанием из потери при прокаливании углекислоты и влаги, а в высушенной лишь только величины CO_2 . Сличение результатов прямого определения воды и вычисленного указывает, что разность между этими двумя способами определения не выходит за пределы интересующей нас точности. Например, в обр. № 12 — прямое определение дало количество связанной воды 12,32 %, вычисленное 12,22 %, т. е. расхождение всего в 0,10%. Но так как в наших образцах величина изменения связанной воды выражается в целых процентах, то эти ошибки не изменяют общий характер всей картины.

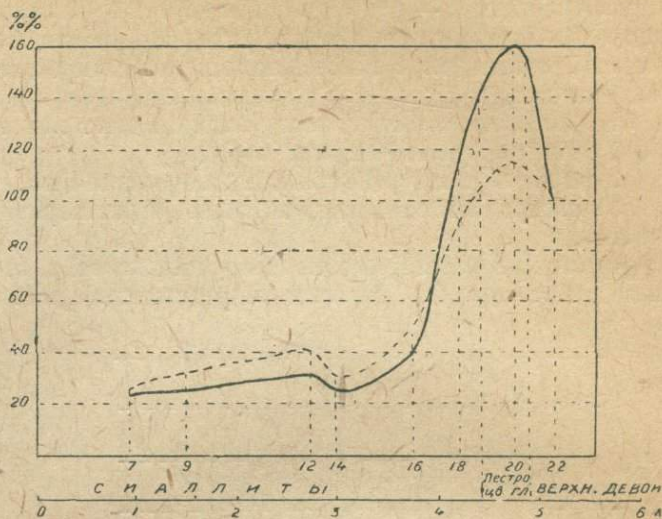


Рис. 3. Диаграмма изменения коэффициента «В».

Таблица распределения связанной воды по профилю.

№№ образцов	Метод определения	Количество связанн. воды (%)	№№ образцов	Метод определения	Количество связанн. воды (%)
22	Вычислен.	9,15	14	Вычисления	11,78
	Прям. опр.	8,98		Вычислен.	12,22
20	Вычисления	8,59	12	Прям. опр.	12,32
18	Прям. опр.	8,87	9	Прям. опр.	12,72
16	Вычисления	10,68	7	Вычисления	12,02

Отложив величины связанной воды по профилю, подобно тому как и величин «К₁», «fa» и «В», получим кривую ($-\text{H}_2\text{O}$) (рис. 4), вполне отчетливо показывающую непрерывное увеличение от верхнего девона вверх к характерным породам конституционной воды.

После получения этих трех главных кривых изменчивости силикатного кремнезема, щелочей и связанной воды нами была произведена попытка распознать характер соединений, составляющих породу.

Для распознавания характера возможных соединений, в коих находятся составляющие породу элементы, мы остановились прежде всего на солянокислых вытяжках. Здесь нам прежде всего важно было попытаться определить коли-

чественное соотношение алюмосиликатной части к остальной. Одни солянокислые вытяжки были недостаточны, поэтому отдельные образцы были подвергнуты обработке серной кислотой и затем содой. Последние, кроме количества так называемой растворимой кремнекислоты, давали возможность, с одной стороны, рассматривать под микроскопом остатки, полученные после обработки серной кислотой — 5% содой, а, с другой — определением количества глинозема и других компонентов в части, устоявшей после действия этих реактивов, установив, сравнивая с наблюдениями под микроскопом, наличие тех или иных силикатов.

В частности солянокислые вытяжки дают нам некоторое право установить:

- 1) степень растворимости породы,
- 2) степень растворимости каждого компонента,
- 3) распределение связанной воды (в растворившейся и в нерастворившейся части),

4) степень растворимости щелочных земель и отчасти щелочей, что при знании количества CO_2 (прямым определением) дает некоторое основание судить

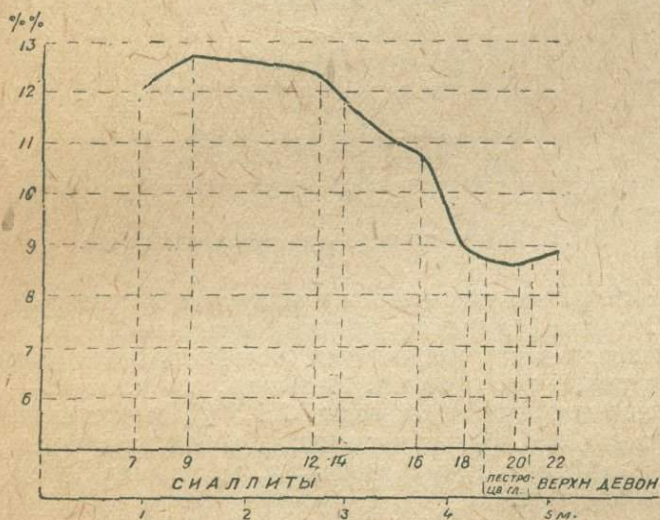


Рис. 4. Обн. 3. Кривая изменения конституционной воды.

о степени растворимости (разложение) алюмосиликатов.

Солянокислые вытяжки производились двояким способом:

- а) Кратким воздействием HCl ,
- в) продолжительным воздействием HCl с последующей обработкой остатка содой.

Для первого способа была принята следующая методика.

Навеска породы в 1 г обрабатывалась 75 см³ соляной кислоты 1:1 по объему так, чтобы в течение 5 минут довести жидкость при частом помешивании до кипения; затем, немедленно нерастворимый остаток отфильтровывался через плотный фильтр в колбу и осадок промывался два раза горячей водой.

Такой метод обработки был принят на основании следующих соображений: при 5-минутном нагревании до кипения изменение концентрации можно считать весьма незначительным; при строго одних и тех же условиях (одинаковый стакан, одна и та же горелка, одинаковая частота помешивания) для ряда экспериментов концентрация может быть принята как величина постоянная. Опыты же над растворимостью бокситов в соляной кислоте показали, что эта растворимость находится в зависимости не столько от абсолютной концентрации, сколько от кривой изменяемости концентрации, почему, естественно, время действия кислоты играет большую роль.

Кроме того, как показали многочисленные опыты над бокситовыми породами при указанных условиях:

- а) безводная окись железа растворяется нацело, гидраты окиси (лимонит и др.) — магнетит, сидерит — лишь в значительном количестве, тогда как силикатное железо, хромиты и т. п. практически не растворяются;
- б) алюмосиликаты типа каолинита не разлагаются (за исключением аллофана);
- с) свободный глинозем как в кристаллической форме, так и в коллоидной растворяется незначительно, если находится в виде $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, и практически не растворяется, если находится в виде $\text{Al}^1_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

В частности к образцам рассматриваемого нами обн. 3 применялась нами только краткая обработка соляной кислотой (1 : 1).

Результаты этой обработки получились следующие:

Образец № 9		Образец № 12	
Нерастворимая часть	Растворимая часть	Нерастворимая часть	Растворимая часть
84,44	14,56	87,51	12,49
SiO ₂ = 37,40	нет	SiO ₂ = 38,21	0,5
Fe ₂ O ₃ = 0,52	11,06	Fe ₂ O ₃ = 0,4	11,28
TiO ₂ = 1,20	0,19	0,3 (силик.)	
Al ₂ O ₃ = 34,02	0,99	TiO ₂ } 34,35	не обнар.
CaO + MgO = 0,20	не обнар.	Al ₂ O ₃ }	
K ₂ O + Na ₂ O = 0,79	не опред.	CaO = 0,44	следы
- H ₂ O = 12,00	0,72	MgO = 0,18	0,08
		K ₂ O + Na ₂ O = 1,102	не опред.
86,13	12,96	CO ₂ = —	0,08
		- H ₂ O = 12,32	
		87,22	11,94
+ H ₂ O = 0,69			+ H ₂ O = 0,86
Σ 99,78			Σ 100,02

Образец № 18		Образец № 22 (верхний девон)	
Нерастворимая часть	Растворимая часть	Нерастворимая часть	Растворимая часть
75,6	24,4	87,76	12,14
SiO = 37,68	0,78	SiO ₂ = 43,62	0,13
Fe ₂ O ₃ = 3,71	15,71	Fe ₂ O ₃ = 2,57	6,45
TiO ₂ = 1,15	0,20	TiO ₂ } = 30,15	1,45
Al ₂ O ₃ = 24,25	1,16	Al ₂ O ₃ }	
CaO = следы	0,38	CaO = не обнар.	0,35
MgO = 0,56	0,65	MgO = 0,59	0,32
K ₂ O + Na ₂ O = 2,19	не опред.	K ₂ O + Na ₂ O = 2,43	не опред.
- H ₂ O = 6,19	2,68	- H ₂ O = 8,98	—
		CO ₂ = —	0,20
75,73	21,56	88,34	8,90
			+ H ₂ O = 2,92
+ H ₂ O = 2,04			Σ 100,16
99,30			

Образец № 23		Образец № 24	
Нерастворимая часть	Растворимая часть	Нерастворимая часть	Растворимая часть
95,11		86,30	
SiO ₂ = 53,58	нет	SiO ₂ = 71,28	нет
Fe ₂ O ₃ = 1,62	0,14	Fe ₂ O ₃ } = 10,68	0,3
TiO ₂ = 1,39	0,05	Al ₂ O ₃ + TiO ₂ }	0,08
Al ₂ O ₃ = 29,76	1,09	CaO = нет	6,72
CaO = 0,19	0,17	MgO = 0,10	0,11
MgO = 0,23	0,18	K ₂ O + Na ₂ O = 0,90	не обнар.
K ₂ O + Na ₂ O = 0,95	не опред.	CO ₂ = —	5,40
CO ₂ = —	—	- H ₂ O = 3,54	—
- H ₂ O = 7,80	—	86,50	12,61
95,52	1,63		
			+ H ₂ O = 0,19
+ H ₂ O = 2,64			Σ 99,30
Σ 99,79			

Отмечается, что растворимость окиси кальция и окиси магния почти всегда больше того количества, которое соответствует имеющимся карбонатам; такую растворимость приходится отнести к вероятной разлагаемости сильно выветрелых здесь слюд, даже при таком коротком воздействии HCl. Следует однако оговориться, что на основании вытяжек по данному методу это остается лишь только как вероятное предположение, так как нет данных для связи растворившихся щелочных земель с растворившимися кремнеземом и глиноземом, а также и достаточной проверки растворимости щелочей. Определенная в одном случае, именно, в обр. № 18, растворимость щелочей оказалась впрочем незначительной, а именно, в нерастворимой части щелочей оказалось всего 2,19%, в исходном образце было 2,35%, тогда как щелочные земли большей своей частью перешли в раствор.

Затем наблюдается, что в верхних частях профиля в образцах №№ 9 и 12 щелочные земли не переходят почти в раствор, тогда как в пестроцветной глине и в верхнем девоне обр. №№ 18 и 22 растворимость их довольно значительная, т. е. как будто бы оставшиеся в верхних частях профиля алюмосиликаты более устойчивы по отношению HCl.

Заслуживает внимания при таком методе обработки HCl, растворимость Fe_2O_3 . Если подсчитать для каждого образца процент растворимой и нерастворимой части окиси железа по отношению к общему его количеству, то получим:

№№ образцов	Процент нерастворимой части Fe_2O_3	Процент растворимой части Fe_2O_3	Процентное отношение растворимой части к общему количеству Fe_2O_3
9	0,52	11,06	95,51
12	0,7	11,28	94,15
18	3,71	15,71	80,89
22	2,57	6,45	71,51
23	1,62	0,14	8 известк. песч. D ⁸
24	0,30	0,30	50

Или по профилю относительная растворимость Fe_2O_3 выразится кривой на рис. 5.

В тихвинских бокситах окись железа содержится почти исключительно в форме безводного геля, при этих условиях растворимого почти количественно,

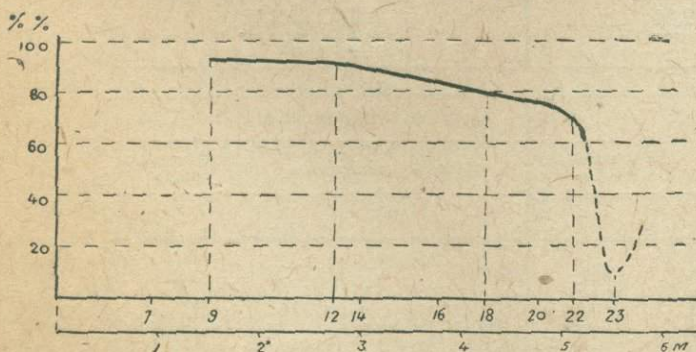


Рис. 5. Обл. 3. Растворимость окиси железа в HCl.

тогда как в верхнедевонских образованиях при тех же условиях растворимость, как приведено здесь, сравнительно неполная.

Наконец, к числу переменных по профилю величин относится и гигроскопическая вода. Гигроскопическая вода, определенная в воздушно-сухом образце, может до некоторой степени характеризовать одно из физических свойств нашего вещества, именно, его так называемую «сухость» и «каменистость».

Тонко-распыленные, глинистого характера, вещества, обладая большой суммарной поверхностью своих частиц, удерживают и больше гигроскопической воды, чем компактные каменные массы, хотя и пористые, но имеющие меньшую поверхность своих частиц. Поэтому можно считать, что количество гигроскопической

воды до некоторой степени характеризует физическое изменение нашего вещества по профилю.

Количество + H₂O в наших образцах таково:

Обр. № 22	2,92	Обр. № 14	1,07
" № 20	1,87	" № 12	0,86
" № 18	2,04	" № 9	0,69
" № 16	0,66	" № 7	0,57

Кривая гигроскопической воды по профилю показана на рис. 6.

Содержание гигроскопической воды увеличивается, хотя и неравномерно, в верхних частях профиля и в общем согласуется с приведенным выше описанием пород.

От образцов №№ 22, 20, 18, представляющих тонкую, глинистую, жирную на ощупь породу, по мере того как мы переходим к более «сухим и каменистым» образованиям, последние теряют постепенно способность удерживать гигроскопическую воду.

Сопоставив кривые «К₁» «ba» и (-H₂O) профиля данного обнажения, наблюдаем, что ниже обр. № 20 общая правильность всех явлений начинает нарушаться. Обр. № 22, взятый на 0,35 м ниже обр. № 20 зеленовато-желтой глины, имеет и меньший коэффициент щелочности и несколько большее количество связанной воды, выходя таким образом из общего ряда. Действительно ниже горизонта обр. № 22 наблюдается уже до-

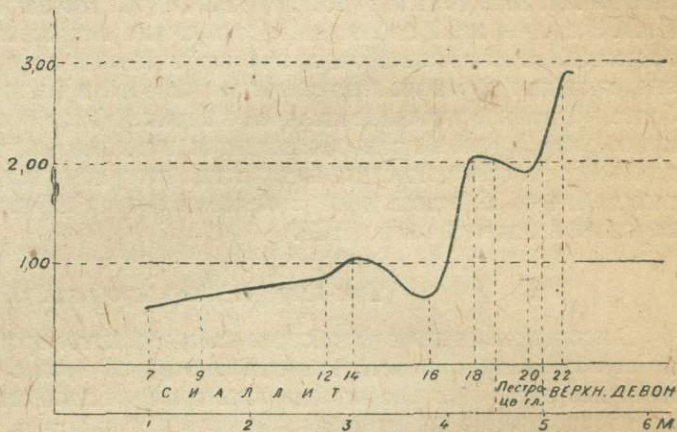


Рис. 6. Обн. 3. Кривая изменения влажности.

вольно заметная граница между отдельными слоями девона и, с другой стороны, главная роль постепенно переходит от алюмосиликатов к кварцу, как это нами отмечалось при описании разреза. Все отмеченные нами процессы в химическом изменении где-то между образцами №22 и № 20 затухают и, таким образом, начало химического изменения, можно считать только от обр. № 20 вверх по профилю.

Сопоставляя все вышеуказанные изменения, возможно сделать следующие выводы:

а) Все изменения в содержании кремнезема, щелочности, конституционной воды представляют собой на участке от обр. № 20 до обр. № 9 непрерывный, последовательный ряд, в котором степень изменения вещества находится в обратно-пропорциональной зависимости от глубины.

в) По своему направлению и характеру все эти изменения совершенно аналогичны с теми явлениями, которые наблюдаются при поверхностном выветривании алюмосиликатов.

с) В верхних частях нашего профиля в результате цепи последовательных изменений появляется крепкая, пористая, местами оолитового сложения, содержащая гиббсит, а также вероятно и другие свободные гидраты глинозема, не отличимая по внешнему виду от латерита порода. Количество содержащегося в ней кремнезема недостаточно для образования с глиноземом каолина или алюмосиликатов каолинового ряда. Таким образом, можно сделать заключение, что здесь имеет место распад каолинитового ядра, что процесс выветривания сопровождается более глубоким преобразованием вещества, чем при обычном выветривании, т. е. выветривание идет в направлении латеритизации, и наш профиль есть латеритный профиль.

Приведенные кривые не имеют правильного плавного характера, являясь иногда даже волнистыми. Относительно этого можно заметить, что было бы совершенно необоснованно ожидать от них характера математических линий.

Во-первых, те первоначальные верхне-девонские глины, которые здесь подверглись выветриванию, как породы аллювиальные, могли иметь по своей толще неодинаковый минералогический состав, а, во-вторых, необходимо иметь в виду, что в коре выветривания всегда имеет место явление миграции отдельных элементов, не исключая даже и глинозема; наконец надо учесть и то обстоятельство, что в нашем распоряжении были не средние пробы с горизонтов, а образцы.

Сравнивая кривые «ba» и «Ki», наблюдаем, что в то время как величина «ba» начинает быстро в начале профиля уменьшаться, «Ki» не только сохраняет еще свое значение, но даже как будто бы (впрочем, почти в пределах точности анализа) возрастает. Здесь наблюдается, что процесс удаления щелочей, а также и гидратации, начинается несколько раньше, чем удаление кремнезема. Вполне возможно, что это явление находится в полном согласии с наблюдениями, сделанными П. А. Земятченским (5, 96) над гидролитическим разложением мусковита. П. А. Земятченский наблюдал, что вначале гидролитического разложения слюд происходит некоторое обогащение кремнеземом за счет удаления некоторой части, главным образом, глинозема и щелочей в форме алюминатов. Значительно более медленное удаление щелочей в верхней (левой) части (медленное понижение кривой «ba»), чем в правой, находится в полном согласии со сделанными наблюдениями при солянокислых вытяжках, где упоминали, что по видимому в образцах №№ 9 и 12 имеем дело с более стойкими алюмосиликатами, почти не подвергшимися воздействию HCl.

Тип латеритного профиля обн. 3

В исследуемом нами разрезе мы наблюдали, что процесс выветривания является по степени интенсивности более далеко идущим, чем обычная каолинизация, тем не менее здесь нет еще вполне характерных латеритов, т. е. пород, состоящих преимущественно из гидратов полуторных окислов.

Обр. № 9 по своему внешнему виду, хотя и представляет типичный пористый, местами оолитового сложения, латерит и хотя в нем уже не только под микроскопом, но и в лупу наблюдается гиббсит, но в то же время в нем молекулярное соотношение $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, т. е. «Ki» равно только 1,81, т. е. немного лишь меньше, чем в глинах. Какое количество глинозема может быть здесь в свободной форме, в виде различных гидратов? Для решения этого вопроса можно выбрать два пути. Первый, наиболее простой путь будет заключаться в том, что примем условно весь определенный в валовом анализе кремнезем связанным с глиноземом в форму каолинита. В этом случае для 36,18% SiO₂ потребуется 30,67% Al₂O₃, а оставшиеся 4,47% Al₂O₃ можно считать находящимися в гидрате. Для решения этого вопроса вторым путем необходимо сначала образец обработать серной кислотой при нагревании до появления паров SiO₂, а затем раствором соды по той методике, которая будет ниже нами указана. При такой обработке в раствор должен перейти весь свободный глинозем и затем глинозем тех силикатов, которые разложились серной кислотой. В нерастворившейся части останется лишь глинозем тех силикатов которые не подверглись действию серной кислоты и соды.

Подвергнув обр. № 9 указанным операциям, получим следующие цифры.

Глинозема в неразложившемся остатке 0,25% от первой навески. Растворимого кремнезема в соде 10,93%; если весь этот растворимый кремнезем отнести к одному из возможных здесь наиболее богатых глиноземом алюмосиликатов, растворимых в серной кислоте, как, например, мусковиту или каолиниту, то потребуется всего только около 9,5% Al₂O₃. Таким образом, глинозема как в разложившихся, так и в неразложившихся алюмосиликатах мы имеем право считать только не более 9,5 + 0,25 = 9,75 ~ 10%. Остальное количество, т. е. около 25% мы должны считать по видимому свободным, т. е. находящимся в виде различных гидратов.

Всего, следовательно, полуторных окислов, т. е. глинозема и окиси железа в нашем латерите может быть не более 36,56%; если даже считать, что глинозем у нас находится в трехводной форме, то и тогда сумма гидратов полуторных окислов будет составлять менее 50% нашего образца. По схеме даваемой для латеритных образований М. Fermor'ом, наш образец будет относиться к типу латеритовидов—содержащих от 25 до 50% «истинного латерита», а по схеме Lascoix и Harrossowitz — к типу «латеритного сиаллита», к которому названные авторы относят латеритные образования, содержащие от 10 до 50% (Al + Fe) свободных гидратов.

Рассматриваемый латеритный профиль обн. 3 не заканчивается образованием «истинных латеритов» М. Fermor'a или «аллитов» Harrossowitz'a, он таким образом не представляется полно выраженным. По схеме, даваемой упомянутыми авторами для различных типов латеритных профилей, наш профиль более всего подходит к так называемому типу В, которому присущи следующие зоны:

А. Гумусовый горизонт.

В. Зона обогащения = красные земли, аллитовый (латеритный) сиаллит.

С. Зона распада.

Д. Свежие породы.

Этому типу профиля свойственно образование красной земли или иногда только красного окрашивания; железо должно перейти в подавляющей своей части в форму Fe_2O_3 ; силикаты бывают уже разрушены и не наблюдаются, отмечается появление свободных гидратов глинозема. Все эти явления присущи и нашему профилю, но повидимому все же в профиле обн. 3 дело обстоит иначе.

В верхней части нашего разреза лежит валунная глина с галькой не только гранита, гнейса и т. п., но и с большим количеством гальки «бокситов». С другой стороны, рассматриваемый нами разрез принадлежит северо-восточной окраине большого так называемого Усадинского месторождения, в котором имеются и настоящие бокситы. Надо полагать, что здесь мы имеем лишь только нижнюю часть более полно выраженного профиля (верхняя часть которого, вероятно, выпажана ледником), а не указанный тип В латеритного выветривания.

ПРОФИЛЬ ТАБАШКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО СКВ. № 3086

Описанный выше разрез по расчистке № 3 обладает рядом существенных дефектов. Во-первых, он вскрывает породы на небольшую мощность, около 5 м, во-вторых, как мы видим, в нем верхняя часть разрушена и возможно деградирована. Признаки деградации, как мы указывали (см. стр. 21), уже ясно отмечается в обр. № 7.

К сожалению, естественных обнажений в районе месторождения бокситов, сколько-нибудь удовлетворяющих нашим требованиям, нет. Даже большие рудничные разрезы не могли быть в то время использованы, ибо последние вскрывают только рудную зону, т. е. зону собственно бокситов, и совершенно не затрагивают переходных нижележащих образований.

Выбор пришлось в силу необходимости остановить на буровом материале, именно, на случайной скв. № 3086 Табашского месторождения. Табашское месторождение находится на левом берегу р. Воложбы у ручья Табашного.

Материалом исследования служили буровые образцы, взятые с конца змеевиковаго бура 4" ударно-вращательного разведочного комплекта. Одним из досадных недостатков этих образцов для наших целей является раздробленность, измельченность бурового образца в процессе бурения. Это измельчение разрушает всю первоначальную структуру породы, и остается в большинстве случаев лишь догадываться, что должна представлять собою порода в коренном залегании.

Описание разреза также приходится ограничить текстом бурового журнала. Характер постепенной изменяемости структуры породы поэтому здесь в значительной степени ускользает от внимания.

Приведем описание скважины в том виде, в каком оно произведено в партии на месте работ.

№№ по порядку	Наименование породы	Пройдено (м)		Мощность (м)	Образцы пробы			Химический анализ (в процентах)										
		от	до		№№	Глубина (м)		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	Потери при прокаливании	Σ				
						от	до											
1	Песок бурый, валунный, глинистый тонкий	0,00	0,50	0,50	1	0,00	0,50											
2	Глина валунная, бурая плотная, песчаная	0,50	4,50	4,00	2	3,00	3,50											
3	Сиаллит красный, неровной окраски, крепкий, загрязненный предыдущими породами	4,50	5,00	0,50	3	4,50	5,00											
4	Сиаллит красный, неровной окраски, крепкий	5,00	5,50	0,50	4	5,00	5,50		38,20									
5	Сиаллит красный, зернистый с небольшими белыми вкраплениями, очень плотный	5,50	6,50	1,00	5	5,50	5,75	}	39,00									
6					5,75	6,00												
7					6,00	6,25												
8					6,25	6,50												
6	Сиаллит красный с белыми прослоями, рассыпающийся	6,50	6,75	0,25	9	6,50	6,75		37,24									
7	Сиаллит красный, неровной окраски, с белыми и твердыми, желтыми включениями и белыми прослоями, немного рассыпающийся	7,75	7,00	0,25	10	6,75	7,00		36,17									
З. А. Н. Волков	8	Сиаллит темнокрасный, ровной окраски, зернистый, рассыпающийся	7,00	7,75	0,75	11	7,00	7,50	}	36,40								
						12	7,25	7,50										
						13	7,50	7,75										
	9	Сиаллит красный, неровной окраски, с белыми включениями и прослоями, рассыпающийся	7,75	8,25	0,50	14	7,75	8,00	}	37,21								
						15	8,00	8,25										
	10	Сиаллит светлокрасный, с белыми прослоями, рассыпающийся	8,25	8,75	0,50	16	8,25	8,50	}	28,68								
						17	8,50	8,75										
	11	Аллит, рассыпающийся, красный с белыми и желтыми пятнами	8,75	9,00	0,25	18	8,75	9,09		24,68	43,34	13,38	1,33	1,49	17,68	101,70		
	12	Аллит красный, ровной окраски, зернистый, рассыпающийся	9,00	9,50	0,50	19	9,00	9,25	}	18,29	41,35	14,60	1,50	3,42	21,50	100,66		
						20	9,25	9,50										
	13	Аллит, рассыпающийся, красный, неровной окраски, с белыми небольшими прослоями, зернистый	9,50	10,50	1,00	21	9,50	9,75	}	26,86								
						22	9,75	10,00										
						23	10,00	10,25										
						24	10,25	10,50										
14	Сиаллит темнокрасный, с белыми пятнами включениями, плотный	10,50	10,75	0,25	25	10,25	10,75		36,46									

№№ по порядку	Наименование породы	Пройдено (м)		Мощность (м)	Образцы пробы			Химический анализ (в процентах)							
		от	до		№№	Глубина (м)		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	Потери при прокаливании	Σ	
						от	до								
15	Сиаллит красный, с белыми прослоями и включениями, плотный	10,75	11,25	0,50	26	10,75	11,20	}	39,97						
					27	11,00	11,00								
16	Сиаллит красный, с белыми включениями, зернистый, очень плотный	11,25	12,75	1,50	28	11,25	11,50	}	35,70						
					29	11,50	11,75								
					30	11,75	12,00	}	37,61						
					31	12,00	12,25								
					32	12,25	12,50	}	39,58						
					33	12,50	12,75								
17	Сиаллит красный, с белыми включениями и прослоями, плотный, неровной окраски	12,75	13,25	0,50	34	12,75	13,00	}	39,90						
					35	13,00	13,25								
18	Сиаллит-глина красная плотная	13,25	13,75	0,50	36	13,25	13,50								
					37	13,50	13,75								
19	Сиаллит-глина красная с небольшими включениями, плотная	13,75	15,50	0,75	38	13,75	14,00								
					39	14,00	14,25								
					40	14,25	14,50								
20	Глина красная с белыми, голубыми, желтыми включениями, плотная, внизу немного слюдястая	14,50	16,00	1,50	41	14,50	14,75								
					42	15,25	15,50								
21	Глина красная, с белыми и голубыми и желтыми включениями, слюдястая, плотная, немного рассыпающаяся, неровной окраски	16,00	17,00	1,00	43	16,00	16,50								
D* 22	Глина голубая, с желтыми и красно-коричневыми прослоями, плотная с блестящим изломом, с блестками слюды	17,00	17,50	0,50	44	17,00	17,50								
23	Глина красно-коричневая, с желтыми и сиреневыми прослоями, плотная, с блестящим изломом, слюдястая	17,50	18,50	1,00	45	17,50	18,00								
24	Глина очень песчаная, голубая, с желтыми прослоями, плотная, немного слюдястая	18,50	19,50	1,00	46	18,50	19,00								
25	Глина красно-коричневая, с голубыми, желтыми и зелеными прослоями, песчаная, плотная	19,50	20,50	1,00	47	19,00	19,50								
26	Глина песчаная, сиреневая, с красными, желтыми и голубыми прослоями, плотная, слюдястая	20,50	21,50	1,00	48	20,50	21,00								
27	Песок очень глинистый, голубой, тонкий, слюдястый	21,50	22,00	0,50	49	21,50	22,00								
28	Песок глинистый, голубой, с желтыми, коричневыми, красными прослоями, тонкий, очень слюдястый	22,00	—	—	50	22,00	22,30								

Общая глубина 23,30 м.

Характер физико-минералогических изменений пород по профилю

Для изучения были выбраны образцы, через промежутки от 0,50 до 1,00 м, от пород, не отличимых по внешнему виду от бокситов, через сиаллитовую, пестроцветную толщу и часть верхнего девона до кварцево-сланцевых песков (обр. № 50).

На основании макроscopicого и микроскопического просмотра эти образцы (поскольку возможно охарактеризовать их по тем измолотым при бурении образцам) представляют следующую картину:

Обр. № 49. Горизонт 21, 50—22,00 м. Тонкий, глинистый зеленовато-серого цвета песок очень богатый тонкими чешуйками слюды. Главную массу этого образца примерно до 80% составляет относительно свежая зеленая и бесцветная слюда; размеры частиц слюды в редких случаях достигают величины 0,25 м, но большинство размером около 0,01 м и менее до мельчайших неопределимых частиц. Кварц и полевые шпаты составляют остальную часть; зерна кварца угловато-окатанные, размером менее 0,05 мм. В сыром виде порода по внешнему виду сходна с глиной.

Обр. № 48 с горизонта 20,50—21,50 м. Представляет глину песчаную пестрой, фиолетовой, зеленоватой, красной, повидимому пятнистой, окраски; глина очень богата слюдой. Главную массу ее составляет зеленая слюда в различной степени выветрелости, в слюдах наблюдаются скопления и точки, повидимому, окислов железа. Затем идет выветрелый полевой шпат и мелкие зерна кварца, бурый железняк и редкие единичные зерна рутила.

Обр. № 45 с горизонта 17,50—18,00 м. По внешнему виду является типичной, жирной на ощупь глиной красной окраски, с фиолетовыми, голубовато-зеленоватыми и желтыми включениями (пятнами, прожилками), с мельчайшими многочисленными слюдными блесточками. Главную массу составляют находящиеся в различной степени разрушения частицы бесцветной слюды и мелкие неопределимые пылевидные частицы, покрытые окислами железа. Редко обломки кварца размером до 0,05 м и обломки полевого шпата, единичные редкие зерна турмалина, рутила.

Обр. № 44 с горизонта 17,00—17,50 м. Представляет также типичную жирную на ощупь зеленовато-голубоватую глину с красными, коричневыми, желтыми включениями. Мелкие многочисленные слюдные частицы заметны только под лупой, невооруженным глазом не замечаются. Главную массу составляют каолиноподобные скопления, возможно, как результат изменения слюд и полевых шпатов; встречается левеверрит. Бесцветные слюды размером до 0,2 мм., реже зеленоватая слюда и изредка зерна кварца.

Обр. № 43 с горизонта 15,00—15,50 м. Пестроокрашенная с белыми, желтыми, коричневыми, серо-зеленоватыми пятнами (прожилками) сухая глина. Местами наблюдаются в ней оолитовые мелкие (2—3 мм) образования и железистые стяжения. Под микроскопом представляет анизотропные пластинки разрушенных алюмосиликатов (полевого шпата?) и скопление мелких пылевидных частиц, окислы железа. Сравнительно часто встречается левеверрит, единичные зерна гиббсита и лишь изредка единичные зерна кварца.

Обр. № 42, с горизонта 15,25—15,50 м. Такая же пестроокрашенная сухая глина белого и красного цвета; серо-зеленоватых и желтых пятен, наблюдающихся в предыдущем образце, нет. Составляет так же, как и предыдущий образец, из пластинок повидимому измененных слюд и полевых шпатов, но еще в большей степени мелких, разорванных, с большим количеством пылевидных агрегатов. Также встречаются иногда левеверрит, гиббсит, но кварц очень редко. Как и везде, отдельные единичные кристаллики турмалина и титанистых минералов.

Обр. № 41 с горизонта 14,50—14,75 м. Красная, сухая, с мелкими белыми пятнами и прожилками глина, содержащая мелкие, различные под лупой слюдистые частицы. Представляет сильно разложившиеся мельчайшие пластинки и чешуйки, покрытые окислами железа, образующие иногда различной формы скопления, пропитанные окислами железа. Довольно часты частицы бесцветных слюд.

Обр. № 38 с горизонта 13,75—14,00 м. Красная каменистая, с белыми прожилками и редкими мелкими оолитами, глина. Под микроскопом почти ничего не удается установить, кроме обычных единичных кристалликов титанистых минералов, турмалина и т. п. Повидимому имеются коллоидальные формы окислов железа и глинозема.

Обр. № 36 с горизонта 13,25—13,50 м. Красная каменистая глина. Под микроскопом кое где наблюдаются отдельные пластиночки разложившейся слюды и пропитанные окислами железа кристаллы гиббсита. Обычны единичные редкие зерна циркона, рутила, турмалина и пр.

Обр. № 33 с горизонта 12,50—12,75 м. Крепкая, красная с белыми включениями, землистого характера, повидимому мелкопористая порода (сиаллит). Главную массу составляют коллоиды окислов железа; если и есть отдельные мелкие кристаллы гиббсита, то они не характерны и покрыты окислами железа.

Обр. № 28 с горизонта 11,25—11,50 м. Красная крепкая, с белыми включениями, немного жирная на ощупь порода (сиаллит). Под микроскопом видны только окислы железа и редкие зерна гиббсита, окрашенные окислами железа, мелкие зерна, 0,01 мм, кальцита и обычные единичные титанистые минералы.

Обр. № 24 с горизонта 10,25—10,50 м. Красная, неравномерной окраски, с белыми небольшими включениями, землистой структуры, сухая на ощупь порода. Такого же, как предыдущая, состава, только с большим количеством кристаллов гиббсита.

Обр. № 20. Красная, равномерной окраски, землистой структуры, сухая на ощупь порода, состоящая из коллоидальных окислов железа, заключающая мелкие кристаллики гиббсита; довольно часто встречается кальцит.

Буровые образцы не дают возможности проследить последовательно все внешние физические изменения с той степенью детальности, которая нам здесь желательна. Поэтому можно указать лишь только самый общий характер тех изменений, которые наблюдаются при переходе снизу вверх.

В самом забое скважины глубже 22,00 м находится кварцево-слюдистый песок. Песок этот состоит преимущественно из кварцевых зерен и довольно резко отличается по своему минералогическому составу от вышележащего горизонта тонкой песчано-глинистой породы. Неизвестно, отделяется ли он от вышележащей породы по заметной границе, или переход постепенный. Интересно то, что в этом песке найден обломок чешуи рыбы. Повидимому, этот песок не претерпел сколько-нибудь заметного от времени своего отложения изменения, иначе в первую очередь были бы уничтожены эти известковые чешуйки. Нами этот песок поэтому и не принимался во внимание и не изучался.

Горизонт 22,00 — 19,50 м представлен, как упоминали, песчаной глиной, состоящей, судя по обр. № 49, главным образом из различных обломков алюмосиликатов (слюда, хлорит, полевошпат) с примесью зерен кварца.

Выше от обр. № 49 наблюдаем постепенную изменяемость тонкопесчаной породы к вполне типичной по внешнему виду глине (обр. № 45), появление вначале мелких красноцветных пятен, а затем характерной пятнистой окраски.

В связи с таким изменением макроскопического облика наблюдаем и постепенное уменьшение размеров зерен, пластинок, отдельных минералов, разрушение их до пылевидных частиц, появление сначала внутри слюдяных пластинок включений окислов железа, а затем и выделение последнего в бурый железняк. В образцах №№ 45 и 44 главной составной частью являются мелкие, неопределимые даже при сильном увеличении, пылевидные частицы, образующие различные скопления. Впервые появляется в обр. № 44 левверьрит.

Характер дальнейших изменений породы при прослеживании вверх идет уже в другом направлении.

Происходит постепенная потеря глиной сначала пластичности (образцы № 43, 42), приобретение в дальнейшем сухости, каменистости и пористости, появление оолитовых зерен (обр. №№ 33, 28, 24) и землистой структуры.

В окраске наблюдается постепенное исчезновение голубовато-зеленых пятен и появление различных оттенков красного и белого цветов; фиолетовый оттенок удерживается только в обр. № 42 и вскоре исчезает.

Макроскопическое исследование дает для определения минеральных частиц немного. Кристаллики алюмосиликатов, находящиеся в изменяющихся количествах, отмечаются все реже и реже. Неизменными остаются лишь наиболее стойкие минералы, как, например, единичные титанистые минералы, турмалин и др. Зерна кварца, в весьма небольших количествах, наблюдаются не во всех образцах. Главная же роль переходит к коллоидальным не действующим на поляризованный свет образованиям и агрегатам пылевидных частиц. Гиббсит впервые появляется в обр. № 43, в более высоких горизонтах (образцы №№ 28, 24, 20) заметно увеличивается.

Характер изменений химического состава по профилю

Все образцы, описание которых было проведено выше, проанализированы. В них определялись следующие компоненты: SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , CO_2 , потеря при прокаливании и в некоторых случаях FeO для сравнения содержания ее в нижних и верхних частях профиля.

Таблица валовых анализов по профилю скважины № 3086

Фамилия аналитика	Полевая лаборатор.	Е. Н. Егорова		Р. П. Ильинский	Р. Р. Гедике	Е. И. Егорова	Р. Р. Гедике	Б. М. Френкель	Н. В. Левенфиш	Б. М. Френкель		Р. Р. Гедике	
		20	24	28	33	36	38	41	42	43	44	45	48
Горизонт взятия проб (М)	от 9,00	10,25	11,25	12,50	13,25	13,75	14,50	15,25	16,00	17,00	17,50	20,50	21,50
	до 9,50	10,50	11,50	12,75	13,50	14,00	14,75	15,50	16,50	17,50	18,00	21,50	22,00
SiO ₂	18,29	35,34	38,41	37,41	37,06	38,88	39,40	38,10	43,29	46,67	55,00	60,09	70,19
TiO ₂	1,50	1,85	1,13	1,24	1,51	0,50	1,71	0,92	1,54	1,66	1,02	0,66	1,63
Fe ₂ O ₃	14,60	12,03	15,34	13,10	13,62	12,96	15,93	19,03	9,46	8,42	12,49	8,50	2,73
FeO	—	—	не опред.	не опред.	0,45	0,22	0,22	не опр.	0,32	0,63	не опр.	0,45	0,96
Al ₂ O ₃	41,35	35,48	33,14	34,81	32,73	34,42	30,02	29,74	31,01	26,90	19,88	16,22	13,74
CaO	3,42	2,05	0,52	0,45	1,25	0,55	0,71	0,31	0,64	0,61	0,59	1,41	1,03
MgO	—	0,39	0,24	0,14	0,41	0,26	0,73	0,49	1,40	1,89	1,46	1,44	1,36
K ₂ O	—	—	0,55	0,49	1,30	1,03	1,96	1,11	2,06	4,39	3,52	2,94	3,58
Na ₂ O	—	0,15	0,07	нет	0,41	0,13	0,39	0,12	0,28	0,40	0,06	0,62	0,39
Потери при прокаливании	21,50	13,09	11,02	12,22	11,21	10,62	9,26	10,28	9,81	8,16	6,21	8,19	4,72
	100,66	100,38	100,42	99,86	99,95	99,57	100,33	100,10	99,81	99,73	100,23	100,52	100,33
Влага	—	—	0,88	0,64	1,36	1,10	2,28	не определялось					
CO ₂	—	1,56	0,20	0,09	нет	—	0,18	0,10	0,21	0,06	0,15	0,07	—

Анализы пересчитаны на высушенную при 105—100° навеску.

Изменение содержания кремнезема по профилю

Для определения изменений химического состава применяем те же формулы, которые мы употребили при изучении обн. 3. Как уже упоминали, вычисление коэффициента «Кі», т. е. величины молекулярного соотношения $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, следовало бы производить при возможно более точно учтенном и исключенном из подсчета количестве кварца. В наших образцах микроскопическое исследование указывает в общем на его второстепенную роль, так как количество его определено большей частью, как незначительная примесь, и только в самом последнем обр. № 49, находящемся на границе с девонскими слюдистыми песками, роль его повышается.

Во всех образцах отношение величины кремнезема, находящегося в виде кварца к величине кремнезема, находящегося в алюмосиликатах, невелико, и вряд ли

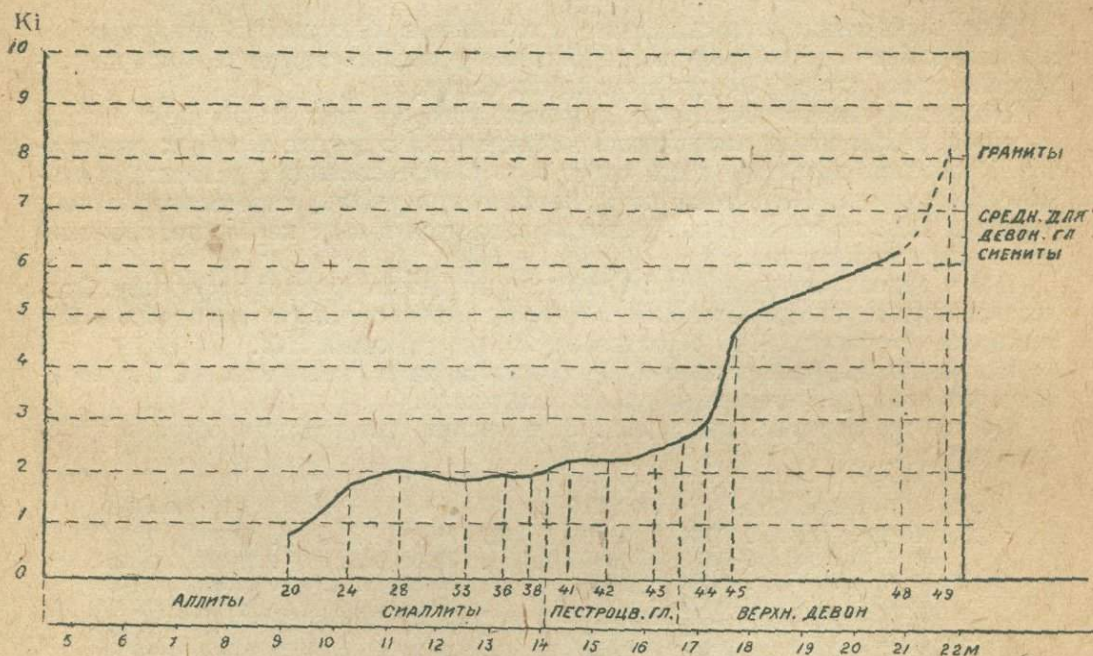


Рис. 7. Скви. № 3086. Диаграмма изменения коэффициента «Кі».

кварц может существенно нарушить общий характер изменения «Кі» по профилю.

Вычисленная таким образом величина «Кі» для каждого образца, изображенная графически по профилю указывает на определенную последовательность в изменении состава: (см. кривую «Кі» на рис. 7)

Для сравнения в правой части диаграммы приведены величины «Кі» гранитов (по анализу, приведенному в курсе петрографии акад. Левинсона-Лессинга, как «средний валовой состав гранитов из 236 анализов»), сиенитов (по анализам, взятым отсюда же «средний из 50 анализов») и верхне-девонских глин Тихвинского района. Анализы верхне-девонских глин взяты были средние из приведенных в нашей работе и проф. О. М. Аншелеса. В нашем распоряжении имеется очень мало полных анализов верхне-девонских глин из района бокситовых месторождений, но из немногих имеющихся можно сделать заключение, что во всех из них «Кі» меньше, чем в гранитах.

«Кі» наших верхне-девонских глин почти в точности совпадает с бедными кварцем гранитами типа нордмаркита и близко к сиенитам. Нордмаркит имеет «Кі» = 6,54, верхне-девонские глины 6,50, сиениты 6,21.

Это подтверждает высказанное ранее на основании лишь минералогической

характеристики верхне-девонских глин предположение, что последние представляют от кварца тонкий кластический материал разрушения кристаллических пород.

Рассматривая диаграмму «Кі» по скв. № 3086, наблюдаем вначале, т. е. в глубоких горизонтах, начиная с обр. № 48 (обр. № 49, как говорилось, взят почти на границе с песками и содержит сравнительно много кварца), довольно быстрое снижение, примерно, до горизонта обр. № 42.

На промежутке образцов № 42 — 28 колебание «Кі» в пределах несколько ниже 2,00 и затем дальнейшее понижение, указывающее на развитие процессов латеритизации.

На исследованном участке «Кі» изменяется от 6,29 до 0,75, т. е. уменьшается постепенно в 8,3 раза.

Изменение щелочности по профилю

Для определения относительного изменения в содержании щелочных и земельных металлов по профилю, необходимо учитывать только те окиси щелочных металлов, которые входят в состав силикатов.

Неполный анализ обр. № 20, порошок которого дает вскипание с соляной кислотой, указывает на возможность нахождения и в других образцах карбонатов. Карбонаты вероятней всего могут быть в виде кальцита, доломита и, возможно, сидерита. Количество карбонатов можно учесть, определив в наших образцах CO_2 , но какая окись металла находится в виде карбоната, аналитически разрешить трудно.

Мы в данном случае приняли, что вся углекислота связана в кальците. Это, подтверждается иногда нахождением в породе редких зерен кальцита (обр. № 28) и вскипанием богатых СаО образцов (№ 20) при действии HCl .

Исключив по содержанию CO_2 соответствующее количество СаО, полагаем, что все остальные щелочи входят в силикаты.

По той же формуле, как в обн. 3, вычислим для каждого образца коэффициент «ва».

	без MgO			без MgO	
Обр. № 49	0,761	0,512	Обр. № 41	0,180	0,118
„ № 43	0,633	0,408	„ № 38	0,087	0,068
„ № 45	0,420	0,234	„ № 36	0,134	0,102
„ № 44	0,417	0,239	„ № 33	0,043	0,033
„ № 43	0,223	0,109	„ № 28	0,054	0,036
„ № 42	0,100	0,059	„ № 24	0,032	0,004

Отложив величины «ва» по оси ординат, а глубины взятия образцов по оси абсцисс, получим кривую изменения «ва» по профилю (рис. 8). Как и в разрезе № 3, здесь изображены две кривые: в одной, верхней, приняты все щелочные земли, а в другой, нижней, исключена MgO. Обе кривые в данном случае синхроничны, но все же факт некоторого накопления MgO в начальной стадии выветривания ясно отмечается и здесь.

Если взять величину «ва» в обр. № 48 за 100%, то получим, в других образцах «ва», выраженную в процентах от начального образца; эту величину обозначим «В».

	„В“		„В“
Обр. № 48	100	Обр. № 38	12
„ № 45	66	„ № 36	21
„ № 44	65	„ № 33	7
„ № 43	35	„ № 28	8
„ № 42	16	„ № 24	5
„ № 41	28		

В итоге получаем равномерно поднимающуюся волнистую кривую, указывающую на известную правильность процесса изменения щелочей в сторону умень-

шения их относительного значения, т. е. одного из главных процессов, сопровождающих химическое выветривание алюмосиликатов.

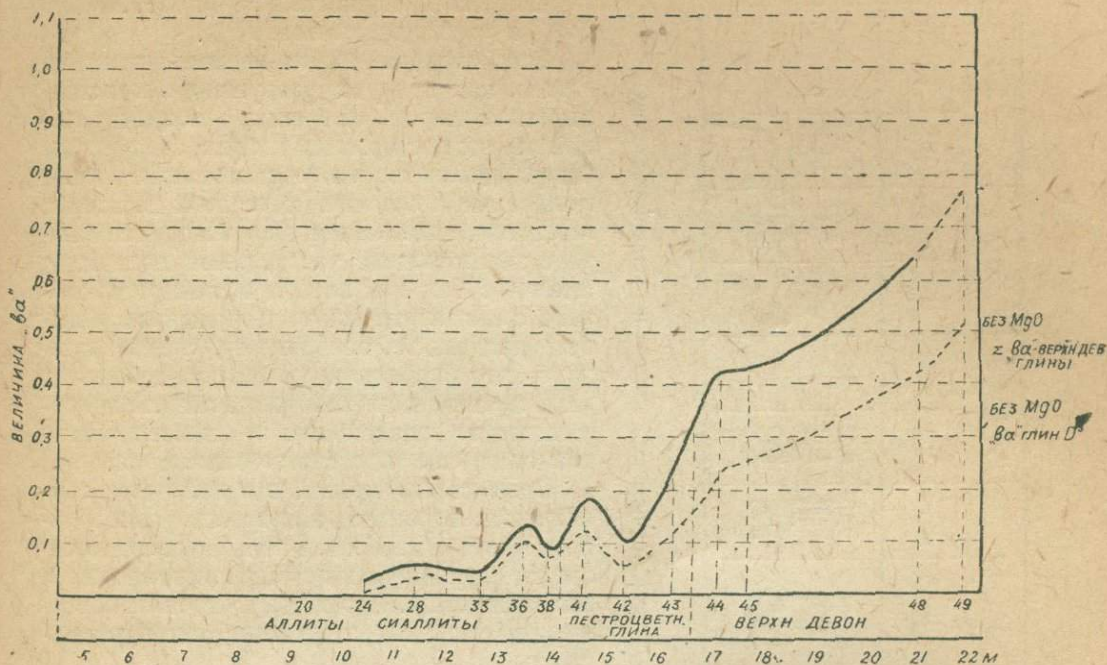


Рис. 8. Скважина № 3086. Диаграмма изменения коэффициента «fa».

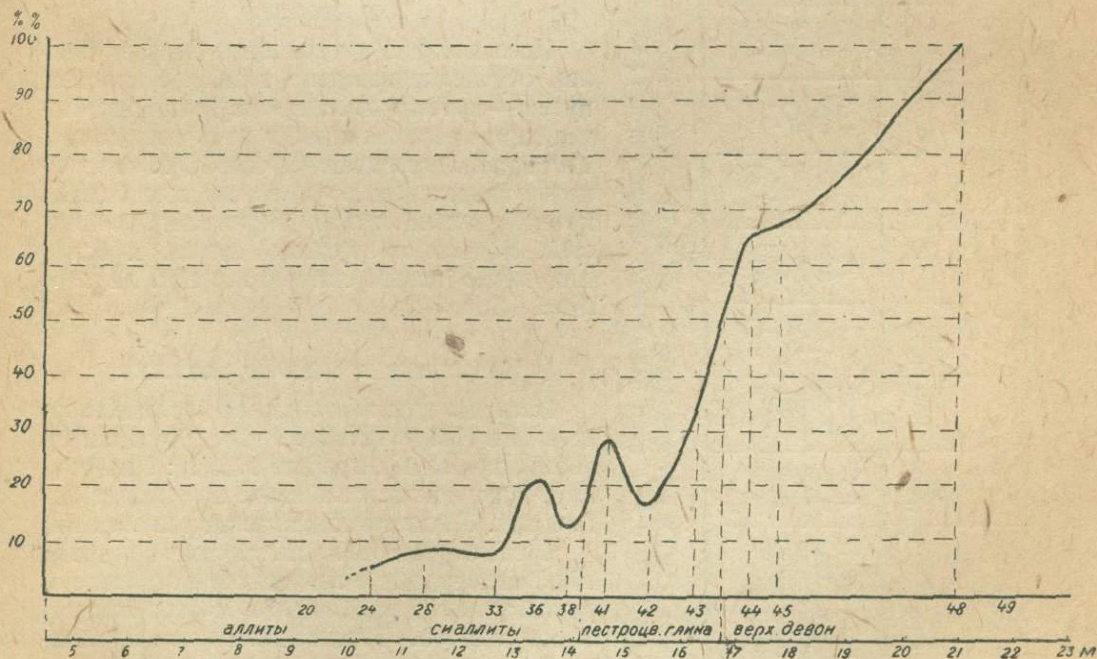


Рис. 9. Скв. № 3086. Диаграмма изменения коэффициента «B».

На правой стороне диаграммы отмечена величина «fa» для гранитов равная 1,095. Наши наименее измененные химически глины имеют величину «fa» все же

Таблица анализов

№№ образцов	SiO ₂		Fe ₂ O ₃		TiO ₂		Al ₂ O ₃		CaO		MgO		K ₂ O + Na ₂ O ¹		CO ₂		- H ₂ O		+ H ₂ O
	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	Не- раств.	Раств.	
33	36,90	0,6	0,50	13,28	—	—	34,72	1,02	0,55	0,15	не обн.	0,13	—	—	—	0,09	10,74	не опр.	0,64
36	35,68	0,63	1,20	13,60	0,33	0,33	31,58	0,03	0,98	0,09	0,32	0,06	—	—	—	0,1	10,91	не опр.	1,36
41	38,04	0,80	2,82	13,08	0,66	0,63	29,40	0,63	0,58	0,20	0,8	0,04	—	—	—	0,18	8,11	—	2,28
43 ²	42,49	0,80	2,99	7,04	—	—	—	—	0,44	0,20	1,36	0,40	—	—	—	0,21	—	—	—
48 ²	58,94	0,70	3,72	5,23	0,46	0,20	14,60	—	1,23	0,18	0,79	0,65	—	—	—	0,07	—	—	—

¹ Щелочи (K₂O + Na₂O) не определялись и взяты из валового анализа.

² В образцах №№ 43 и 48 нерастворимая часть определена как разность между данными валового анализа и растворимой части.

меньшую, чем у гранита. Если принять величину «ba» у гранита за 100%, то обр. № 48 будет иметь щелочность в 58%, обр. № 49 в 69%, а другие даже менее 50%.

Рассматривая выше верхне-девонские глины, как продукт разрушения кристаллических пород, отмученный в значительной степени от примеси кварца, мы должны теперь добавить, что составляющие глины минеральные частицы претерпели некоторое химическое изменение, выражающееся в потере значительной части, почти половины, щелочей. Так как потеря щелочности связана с гидrolитическим разложением и выветриванием, то, повидимому, следует признать, что алюмосиликаты верхне-девонских глин претерпели некоторое частичное гидrolитическое разложение и выветривание, возможно еще и до своего отложения.

Волнистость кривой в левой части обусловлена, вероятно, некоторым разнообразием в содержаниях тех или иных алюмосиликатов, входивших в состав глин, явлением миграции и пр. Было бы, напротив, совершенно непонятно отсутствие такой волнистости.

Изменение количества связанной воды по профилю

Исследование гидратации было в данном случае произведено наиболее простым путем — путем вычитания из величины «потеря при прокаливании» в высушенной при 110° навески всего количества CO₂. Это изменение гидратации по профилю выражается кривой, имеющей ясно выраженный волнистый подъем от верхнего девона к более или менее ясным латеритам (обр. № 20). (рис. 10).

Кислотные и содовые вытяжки

Исследование вытяжек при коротком воздействии HCl (в течение 5 минут при нагревании, при концентрации HCl 1 : 1 по объему, как указывалось выше при исследовании обн. 3), дает в общем те же результаты.

Степень растворимости породы находится главным образом в зависимости от степени растворимости входящей в состав породы окиси железа. Разлагаемость алюмосиликатов даже при таком коротком воздействии HCl значительна, так как количество CaO и MgO, переходящего в раствор, во многих случаях значительно больше того количества, которое необходимо для карбонатов по количеству CO₂.

Разлагаемость алюмосиликатов не обнаруживает ясной закономерности по профилю.

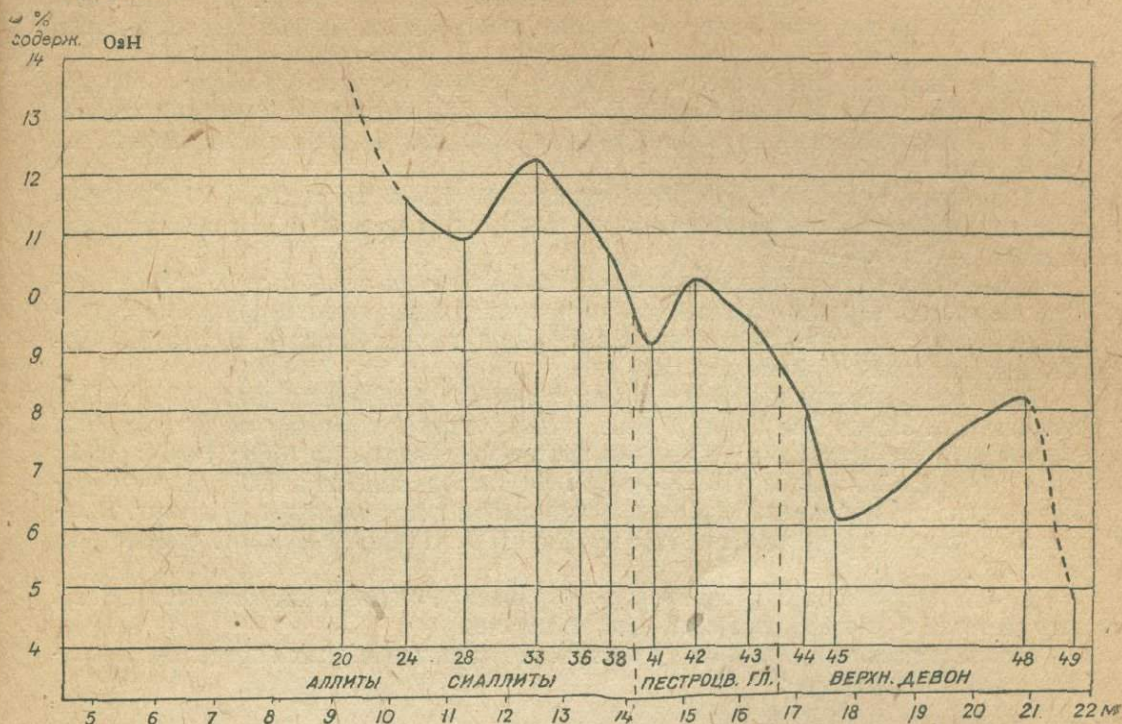


Рис. 10. Скв. № 3086. Изменение по профилю связанной (конституционной) воды (H_2O).

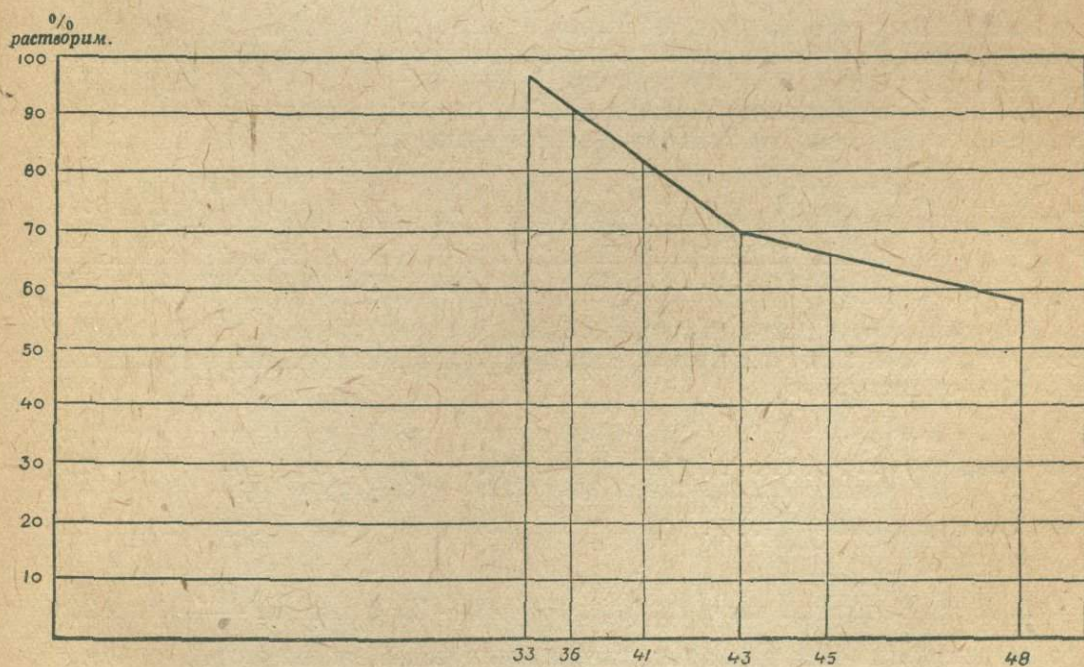


Рис. 11 Скв. № 3086. Кривая относительной растворимости Fe_2O_3 по профилю скважины.

Степень растворимости соединений железа, вычисленного в виде окиси, определяется по профилю кривой, представленной на рис. 10.

Если бы для проведения кривой мы имели больше исследованных образцов, то вероятно не получили бы такую необычайно плавную линию. Вероятно, она была бы такой же, как и все предыдущие, построенные на большем количестве точек.

Сопоставив по скважине все кривые вместе, можно наблюдать определенную между ними зависимость. Участки большей крутизны у одной кривой совпадают с такими же у другой. Отдельная волнистость одной кривой отражается на других.

Например, некоторые повышения у кривой «ba» в точках №№ 41, 28 находят отражение в повышении этих же точек и на кривой «Ki» и в понижении кривой ($-H_2O$).

Кроме того была произведена попытка при помощи обработки 10% HCl и содой некоторых образцов проследить по профилю изменение в содержании гидратов свободных и слабо соединенных с SiO_2 полуторных окислов, а также и свободных гидратов кремнекислоты.

Навеска тонко измельченного порошка около 1 г обрабатывалась 10% HCl в течение 1 ч. 30 мин. на водяной бане, при условии сохранения по возможности постоянной концентрации HCl. Фильтрат исследовался на SiO_2 ; Fe_2O_3 ; TiO_2 ; R_2O_3 (Al_2O_3); CaO; MgO и $Na_2O + K_2O$. Нерастворившийся в HCl остаток обрабатывался 10% раствором Na_2CO_3 при кипячении в продолжение 10 минут. В содовой вытяжке определялось SiO_2 ; Fe_2O_3 ; TiO_2 ; R_2O_3 (Al_2O_3) (см. таблицу на стр. 45).

Действие раствора соды на порошок образцов указывает, что количества SiO_2 , перешедшие в раствор, в общем незначительны.

Процент растворимого в соде кремнезема в сырых образцах определяется следующими величинами:

№№ образцов	24	28	33	36	41	43	45	48
Процент растворившегося SiO_2	1,1	8,2	3,2	3,7	1,3	1,8	0,73	2,5

указывающими в общем, кроме образцов №№ 28 и 36, на малое значение в рассматриваемых образцах гидратов кремнезема и на отсутствие какой-либо правильности в распределении их по профилю.

Степень растворимости глинозема в HCl и соде определяется от всего содержащегося в образцах глинозема следующим процентом:

№№ образцов	24	28	33	36	41	43	45	48
Процент растворившегося Al_2O_3 в HCl .	5,08	7,36	7,2	5,1	12,5	8,7	21,8	17,3
Al_2O_3 в соде .	2,84	3,77	1,2	0,2	3,7	7,5	3,4	2,4
Итого	7,92	11,13	8,4	5,3	16,2	16,2	25,2	19,7

Сопоставив количества извлекаемого HCl и содой глинозема с количеством такого же кремнезема, за вычетом лишь аморфной кремнекислоты, получим следующие соотношения:

№ образца	24	28	33	36	41	43	45	48
Извлекаем. Al_2O_3	2,82	3,67	3,03	1,74	4,88	5,09	5,03	2,91
" SiO_2 (без аморфн. SiO_2).	2,12	2,55	2,75	2,36	7,43	7,70	8,42	3,86
Молекул. соотношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	1,28	1,18	1,54	2,30	2,59	2,57	2,84	2,25

В образцах нижней части профиля №№ 48 — 36 отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ более 2, и извлекаемый глинозем может быть увязан или в водный кремнекислый глинозем, например, в каолинит, или в алюмосиликаты, например, мусковит. В верхней части образцов №№ 33 — 24 глинозем переходит в раствор значительно в большем количестве, чем кремнезем, и увязать его с кремнеземом ни в каолинит, ни в другие алюмосиликаты нельзя, и повидимому процент растворимого глинозема надо

Скважина № 3086
Солянокислая вытяжка
Аналитик Е. Н. Егорова

№ образца	24		28		33		36		41		43		45		48	
SiO ₂		1,02		1,23		1,33		1,36		1,82		1,71		2,26		1,62
Al ₂ O ₃		1,80		2,44		2,52		1,69		3,76		2,68		4,35		2,87
Fe ₂ O ₃		10,74		13,50		13,08		13,82		13,22		7,57		9,67		5,80
TiO ₂		0,23		0,16		0,23		0,25		0,15		0,14		0,11		0,11
CaO		2,16		0,39		0,37		0,80		0,45		0,43		0,48		0,75
MgO		0,15		0,05		0,17		0,24		0,57		0,36		0,82		0,45
Na ₂ O+K ₂ O . .		0,16		0,16		0,32		0,36		0,54		0,51		0,77		0,49
Нер. часть		81,95		81,46		81,85		79,15		79,80		не опр.		не опр.		не опр.
		98,21		99,39		99,87		97,67		100,31		—		—		—

Содовая вытяжка

	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl	Сырой обр.	Остаток по обр. HCl
SiO ₂	0,40	1,50	3,18	4,50	1,22	2,64	2,57	3,57	0,53	6,14	0,78	6,77	0,40	6,56	1,50	3,74
Al ₂ O ₃	0,19	1,02	0,62	1,23	0,55	0,51	0,48	0,05	0,09	1,12	0,20	2,41	0,71	0,68	0,24	0,40
Fe ₂ O ₃	0,26	0,50	0,45	0,34	0,25	0,44	0,34	0,50	0,19	0,70	0,15	0,76	0,30	0,52	0,36	0,15
TiO ₂	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.

отнести к гидратному. Окись железа извлекается в значительной степени — от 70% в обр. № 48 до 100% в обр. № 33, обнаруживая отмеченную уже закономерность в степени растворимости по профилю, хотя в данном случае менее правильную, чем при обработке HCl крепостью 1 : 1.

Степень растворимости щелочей и щелочных земель определяется таким процентным числом:

№ образца	24	28	33	36	41	43	45	48
CaO ¹	100	50	76	64	71	45	100	55
MgO	38,0	20,8	100	60	78	26	56	31
Щелочи	22	25,8	65	21	32	22	21	14

Эти цифры указывают на то, что соляная кислота оказывает весьма заметное действие на входящие в состав пород алюмосиликаты.

В общем, повидимому, эта методика дает только удовлетворительные результаты при исследовании природы бокситов, но в данном случае, когда образцы состоят в значительной части из неполно разложившихся силикатов, результаты, получаемые по этой методике, удовлетворительны разве только с качественной стороны, но совсем мало убедительны с количественной.

Нерастворимые остатки после обработки соляной кислотой и содой были рассмотрены под микроскопом.

Обр. № 36 состоит главным образом из сравнительно свежих слюд и каолинового характера массы.

Обр. № 33 состоит из сильно выщелоченных скелетов, повидимому слюд или полевых шпатов, лишь изредка встречаются сравнительно свежие бесцветные слюды.

Обр. № 28 такого же, как и предыдущий образец, характера, но изредка встречается измененный левьерьерит.

Во всех образцах редкие единичные зерна титанистых минералов и турмалина. Кварца почти не заметно.

Профиль скв. № 3086 сравнительно с профилем обн. 3 имеет ряд отличий. В то время как в скважине прослеженная мощность профиля равна 11,50 м (от обр. № 48 до обр. № 20 включит.), в обн. 3 всего только 3,80 м, правильной даже считать 3,25 м (от обр. № 20 на глубине 4,75 м до обр. № 9 на глубине 1,50 м).

От этого возможно зависит и большая прослеженная нами величина изменения пород. Так, например, в скв. № 3086 «Кі» изменяется от 6,29 до 0,75, т. е. более чем в 8 раз, «ба» от 0,633 до ничтожной величины (обр. № 24) равной 0,032, т. е. уменьшается почти в 20 раз.

В разрезе № 3 величина изменения значительно меньшая: «Кі» изменяется только в 1,4 раза — от 2,50 до 1,81 а, «ба» в 5 раз — от 0,312 до 0,54.

Но это может зависеть и от многих других причин.

Мы могли наблюдать, что изменяемость пород на единицу длины не есть величина постоянная, а весьма переменная. В противном случае наши волнистые кривые заменились бы или прямыми, или плавными кривыми. Причиной этому, как я уже упоминал, вероятно служит неодинаковый минералогический состав подвергшихся выветриванию глин, который теперь уже не может быть нами даже приблизительно определен.

Вполне возможно, что этот первоначальный исходный минералогический состав пород имеет существенное значение в степени изменяемости в двух исследуемых нами разрезах.

Наконец, следует подчеркнуть или пассивную, или отрицательную роль слюдяных песков. Во-первых, как установлено микроскопическим анализом, слю-

¹ CaO извести из подсчета исключена.

дистые пески содержат слишком много частиц кварца (кварц является иногда в них главным минералом), а, во-вторых, как, например, в обн. 3, с началом песка общая картина в изменениях кривых теряет свою правильность.

Несмотря однако на некоторые особенности этих двух более полно изученных и третьего проверенного с контрольной целью разреза, основные выводы, которые можно сделать, одни и те же, а именно: все промежуточные между верхне-девонскими глинами или мелкоземами и «бокситовыми породами» образования представляют не что иное, как непрерывную последовательную цепь изменений как с физико-минералогической, так и химической стороны, совпадающую полностью с теми изменениями, которые наблюдаются при процессе латеритного выветривания.

Таким образом вытекает, что по крайней мере те латеритные образования, которые нами рассмотрены, лежат *in situ*.

Для доказательства этого положения, так сказать, «от противного» я попытался рассматривать тихвинские латериты, как образования не *in situ*, а как аллювиальные. Пренебрегая всеми данными минералогического исследования, можно допустить существование таких (правда, необычных) условий, при которых осаждалась в бассейне муть, состоящая, с одной стороны, из настоящего, почти чистого боксита, а, с другой стороны, из какого-либо тонкого илесто-песчанистого материала, причем осаждалась так удачно, что образовывала постепенно изменяющуюся пропорцию в соотношении между бокситовым веществом и илом, т. е., согласно нашей схеме, вначале должно быть больше илестых частиц и меньше бокситовых, затем постепенно, по мере накопления осадков, количество илестых частиц должно уменьшаться и, наоборот, увеличиваться количество бокситовых частиц.

Прослойков, допустим, ни ила, ни более или менее чистого боксита ни разу не образовывалось.

Хотя это и необычайная, но теоретически, вообще говоря, мыслимая вещь.

Образцы, взятые в точках, находящихся на различной глубине, следовательно, должны иметь различные примеси и песчано-илеистого материала, и чем глубже, тем больше. С целью проверить это положение нами был взят обр. № 9 и обр. № 18 из разреза № 3 (анализы их см. выше в таблице анал. № 3).

Обр. № 9 имеет структуру, характерную для боксита, содержит свободные гидраты глинозема и имеет коэффициенты: «Кі» = 1,81; «ба» = 0,053; — H_2O = 12,27; + H_2O = 0,69. Обр. № 18, тип пестроцветной глины, имеет: «Кі» = 2,57; «ба» = 0,247; — H_2O = 8,87; + H_2O = 2,04 (см. диаграммы разреза № 3).

Эти образцы были подвергнуты обработке кислотами и содой следующим образом¹.

После предварительной обработки соляной (1 : 1) кислотой, навеска обрабатывалась серной кислотой 1 : 1 лишь до появления паров SO_3 . Нерастворившийся осадок переносился в платиновую чашку, куда наливалось 50 — 75 см³ горячей 5% соды, и чашка в течение 15 минут нагревалась до 80—90°, и затем остаток отфильтровывался.

Остаток промывался несколько раз на фильтре, сперва 5% горячим раствором соды так, чтобы он взмучивался, затем отмывался горячей водой и несколькими каплями спирта.

После такой обработки в нерастворимом остатке обычны только неразлагаемые силикаты и кварц. Умышленно при этом употреблялась слабая концентрация соды и короткое время ее действия, чтобы по возможности не затронуть мелкие частицы кварца.

В фильтрах выделялись полуторные окислы и щелочи разлагаемых силикатов и растворимый активный кремнезем.

¹ Для того, чтобы нерастворимые остатки можно было исследовать под микроскопом, брались две навески, которые обрабатывались параллельно точно в одинаковых условиях.

SiO₂ оказалось:

Образец № 9		Образец № 18	
Растворимой (в соде)	10,93%	Растворимой (в соде)	13,06%
Нерастворимой	24,83%	Нерастворимой	25,86%
Растворимой HCl	1,60%	Растворимой HCl	нет
	<hr/>		<hr/>
	37,36%		38,92%

Нерастворимый остаток подвергся обработке плавиковой кислотой, а затем сплавлению с содой, в результате чего оказалось:

Образец № 9		Образец № 18	
Остаток после обработки плавиковой кислотой	= 1,18%	Остаток после обработки плавиковой кислотой	1,84%
Причем в нем:		Причем в нем:	
Al ₂ O ₃	= 0,25	Al ₂ O ₃	= 0,71
CaO + MgO	= 0,21	CaO + MgO	= 0,57
	<hr/>		<hr/>
	0,46		1,28
Остается (щелочи)	0,72	Остается (щелочи)	0,56
	<hr/>		<hr/>
	1,18%		1,84%
Щелочей в валов. анализе	0,79	Щелочей в валов. анализе	2,23

Кроме того нерастворимый остаток был подвергнут мною и З. Н. Немовой тщательному просмотру под микроскопом.

З. Н. Немова пришла к тому заключению, что он почти исключительно состоит из пластинчатой формы скелетов алюмосиликатных минералов. Кварца как в обр. № 9, так и в обр. № 18 практически нет (единичные мелкие зерна не в каждом поле зрения).

Таким образом в обр. № 18 так же нет или, правильной, не больше примеси кварцевых частиц, как и в обр. № 9, а потому предполагаемое загрязнение илом сомнительно.

Профиль скв. 4075

Наконец, с целью главным образом контроля, произведены исследования профиля скв. № 4075 из Дороховского месторождения.

В этом месторождении латеритные образования перекрыты глинами C₁ и в верхних горизонтах латеритной толщи имеются бокситы.

Как и в предыдущих профилях, исследованы были только промежуточные между верхним девоном и более или менее ясно выраженными «бокситовыми породами» образования.

Для исследования взяты были следующие образцы:

1. Верхний девон

Обр. № 35 с горизонта 15,50—16,00 м. Глина бледно-голубоватой окраски, жирная наощупь, песчаная. Состоит почти исключительно из бесцветных слюдястых частиц — серицита. В качестве примеси находятся хлориты, кальцит, полевошпат.

2. Пестроцветная глина

Обр. № 33 с горизонта 14,75—15,00 м. Красная слюдястая глина. Состоит из пластинок слюды и окислов железа, окрашивающих и пропитывающих алюмосиликатную массу.

3. Силлиты

Обр. № 30 с горизонта 13,25—13,50 м. Красная сухая глина. Состоит из коллоидов окислов железа и мельчайших неопределимых частиц. Изредка наблюдается гиббсит, окрашенный окислами железа.

Обр. №№ 26, 25, 24, 22. Латеритные породы, состоящие из коллоидальных образований, с кристаллами гиббсита и отдельными редкими единичными зернами устойчивых минералов.

Валовые анализы по скважине № 4075

Аналитик Е. А. Свержинская

№№ образцов	20—21	22	24	25	26	30	33	35
Глубина взятия образцов (м)	10,75—11,25	11,25—11,50	11,64—12,00	12,00—12,25	12,25—12,50	13,25—13,50	14,75—15,00	15,50—16,00
SiO ₂	20,62	25,29	21,70	35,10	36,50	35,59	38,23	42,27
TiO ₂	2,35	1,01	0,92	1,56	0,73	1,51	1,36	2,30
Al ₂ O ₃	40,87	40,37	38,79	33,78	30,84	32,35	31,00	33,14
Fe ₂ O ₃	16,87	10,22	14,39	12,69	14,81	16,80	15,75	5,32
FeO	—	—	—	—	—	—	—	0,51
CaO	1,69	4,16	4,81	2,37	2,11	0,79	0,42	1,70
MgO	—	0,11	0,25	0,14	0,38	0,48	0,61	0,60
K ₂ O	—	} 0,06	0,24	0,82	0,77	0,76	1,74	0,61
Na ₂ O	—		0,93					
Пот. при прокаливании .	17,12	19,22	19,41	13,67	13,96	12,10	11,04	12,72
Гигроскопическая вода . .	—	100,44	100,51	100,13	100,10	100,38	100,15	100,10
—CO ₂	—	0,76	0,75	0,98	0,91	0,89	1,23	1,14
	—	3,23	3,81	—	—	0,47	нет	1,04

Вычисленные по принятому методу коэффициенты изменяются по тем же правилам, как и в предыдущих разрезах.

№№ образцов	35	33	30	26	25	24	22	20
„Kl“	2,17	2,09	1,87	2,01	1,67	0,95	1,01	0,86
„Ba“	0,133	0,152	0,080			0,025	0,009	—
H ₂ O	10,54	9,81	10,74			14,85	15,23	

Для сравнения приведем более или менее детально исследованный латеритный профиль из имеющихся в литературе.

К сожалению, как указывалось, я не мог найти описания латеритного профиля на породах, сходных с нашими верхне-девонскими,

Для нас был бы очень интересен описанный Arsandeaux процесс латеритизации слюдяных сланцев из местности Siguri (Верхняя Гвиана), так как, судя по приведенному автором описанию исходные породы имеют по минералогическому составу много общего с нашими «глинами». Однако в описании нет достаточного количества аналитического материала для построения принятых нами кривых, без чего сравнение было бы не ясно. В силу необходимости ограничимся кратким описанием какого-либо иного профиля на кислых породах, например, возьмем латеритный профиль, собранный в Индии J. Walter'ом (16, 338) на гнейсах.

Латеритный профиль из Mount Lavinia

Профиль разделен на 10 частей через 1 м.

Анализы частей его таковы:

Аналитик: Dr. Möser Giessen

	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Валовой анализ:										
SiO ₂	64,42	48,56	70,02	63,89	67,33	51,24	61,08	48,73	46,91	33,87
TiO ₂	0,88	1,49	0,48	0,67	0,60	0,91	1,07	0,88	0,83	1,23
Al ₂ O ₃	17,25	18,13	16,57	18,87	18,32	28,84	19,09	16,07	25,77	26,57
Fe ₂ O ₃	4,21	4,17	2,65	2,33	1,04	1,04	4,61	18,88	7,10	19,69
FeO	3,95	4,08	0,50	0,72	0,84	0,45	0,54	0,70	0,86	0,65
MgO	0,49	2,02	0,36	0,36	0,30	0,24	—	—	—	—
CaO	2,10	5,39	1,55	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2,42	2,63	2,21	1,13	0,88	0,35	0,15	0,10	0,08	следи
K ₂ O	2,99	4,26	2,83	3,84	1,90	0,96	0,40	0,24	0,15	"
H ₂ O ¹	0,87	5,04	1,80	7,30	7,99	14,30	10,76	11,94	17,80	17,01
H ₂ O ²	0,07	2,18	1,04	0,56	0,58	1,18	0,63	2,41	1,08	0,81
	99,65	97,95	100,01	99,67	99,75	99,51	98,33	99,95	100,58	98,83

Нерастворимая в концентрированной серной кислоте часть

Нерастворимый остаток	79,85	55,91	86,32	64,91	65,53	45,92	51,76	28,45	35,75	26,86
SiO ₂	72,84	56,80	78,16	86,35	93,13	93,42	98,71	94,90	98,07	94,60
TiO ₂	0,10	1,02	следи	следи	следи	0,30	0,13	1,58	—	1,73
Al ₂ O ₃	16,85	18,93	13,91	8,56	4,69	2,89	0,50	1,17	} 1,93	1,04
Fe ₂ O ₃	0,35	6,55	0,20	0,19	0,04	0,62	0,16	1,54		2,63
MgO	0,51	3,42	0,27	0,05	—	—	—	—	—	—
CaO	2,70	5,11	1,40	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2,56	3,16	1,41	0,37	0,37	0,51	0,29	0,21	—	—
K ₂ O	4,09	4,80	4,65	4,48	1,77	1,96	0,21	0,60	—	—
	100,00	99,79	100,00	100,00	100,00	99,70	100,00	100,00	100,00	100,00
„Kl“ валового анализа	6,4	4,6	7,2	5,7	6,3	3,0	5,4	5,2	3,1	2,2
„Kl“ без нераствор. в H ₂ SO ₄ остатка	1,7	2,4	0,58	0,59	0,41	0,54	0,53	1,5	0,47	0,28
„ba“	0,64	1,03	0,58	0,32	0,19	0,056	0,036	0,026	0,007	—
«B»	100	160	91	50	30	8,8	5,6	4,1	1,1	—

Краткое описание профиля

10) Свежий тонкозернистый с ортоклазом и плагиоклазом гнейс.

Зона распада

9) Серая порода, полевые шпаты обесцвеченные, порошкообразные, темные составные части еще свежи. Породы более бедна кварцем, но обогащена основаниями, почему и наблюдается странное отклонение этого анализа из ряда.

8 — 6) Полевые шпаты ясно разрушены, темные минералы сильно выветрены, намечается небольшая пористость.

¹ Связанн.

² Гигроск.

Пятнистая зона

Все образцы более или менее пятнисто окрашены железом.

5) В большом числе в ячейках на месте полевого шпата возникает гидрагиллит, структура ячеистая, ясный гель.

4) Подобный предыдущему 5-му, структура ячеистая, но частично уничтожена и изменена действием растворов.

3) Много геля, гидрагиллит в белых частях, проявляющихся неправильными полосами.

2) Кристаллический гидрагиллит, много геля.

Железистая кора

1) Богата гелями, тонкопористой структуры с гидратами окиси железа и гидрагиллитом.

Если здесь применить такой же графический метод изображения, как и к нашим профилям, то получим ряд таких же, но более волнистых, чем наши, кривых (рис. 12). Нарушение правильности в изменении состава автор объясняет перемещениями по профилю коллоидных растворов.

Несмотря на интересные аналогии, наблюдавшиеся между профилем из Mount Lavinia и скв.

№ 3086, все же производить между ними какие-либо детальные сравнения рискованно, так как исходные породы все же различны.

О зональности

Поскольку нами устанавливается известная последовательность в стадиях изменения наших верхне-девонских глин, имеющая полное сходство с процессами латеритизации, постольку мы имеем право определять такую названием «латеритный профиль».

Латеритный профиль разделяется на определенные зоны, названные Lacroix (17): а) свежие породы, б) zone de depart — зона распада, в) zone de concretion (Flecken zone) — пятнистая зона, д) zone de cuirasse de fer — зона железистой коры.

В изученных нами профилях также существует разделение по зонам.

Относительно зоны «свежих пород» мы достаточно говорили выше; значительно более интересной является вторая зона — зона распада. Характеристика этой зоны, даваемая Lacroix и Harrossowitz'ем для пород главным образом кристаллических, в главных чертах такова: зона эта часто обладает наибольшей мощностью; структура нижележащих свежих пород в ней еще сохраняется, но последние претерпели здесь значительные изменения со стороны своего химического состава; она представляет собой глинистую, осветленную, розоватую породу с остатками округлой формы более или менее свежей или наполовину измененной материнской породы.

В наших профилях выше девонских глин находятся детально описанные нами

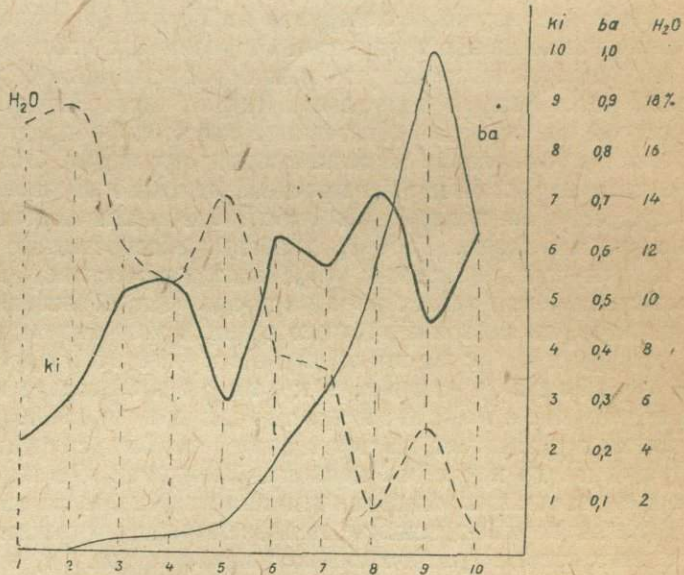


Рис. 12. Диаграмма профиля Mount Lavinia. Индия.

пестроцветные глины (образцы №№ 45, 44, 43, 42, 41 из скв. № 3086 и образцы №№ 21, 20, 18 из обн. 3).

Глина эта пластичная внизу и сухая, рассыпающаяся в более высоких горизонтах, серой, голубоватой, желтой, фиолетовой окраски с неправильной формы пятнами и прожилками.

Эту глину в разведочных партиях рассматривают, как смешанный из пород девона и карбона горизонт, как перемытый в ниже-каменноугольное время карбон, так как наряду с измененными содержит и неизменные включения пород верхнего девона.

Теперь нами устанавливается, что эта глина в сравнении с нижележащей зоной потеряла часть своих оснований, приобрела связанную воду и изменила частично относительное содержание SiO_2 в сторону уменьшения. С минералогической стороны, как видели, произошло значительное разрушение минералов алюмосиликатов и появление коллоидальных образований.

Пестроцветная глина таким образом по сумме всех сравнительных изменений представляет собой лишь первую стадию выветривания верхне-девонских мелкоземов и глин. Образование пестроцветных глин при выветривании пород, богатых мусковитом и другими слюдами, по видимому явление распространенное.

Для того, чтобы не быть голословным, я приведу выдержку из *Handbuch der Mineralogie*. Т. 11, 133 Doetter по вопросу образования каолинов: «Позднее A. Lacroix при изучении латеритов из Гвинеи (Западная Африка) описал образование каолинов под тропиками. Он различает в латеритах тех мест зону распада, находящуюся на неразрушенных породах, в которой имеет место глубокий распад, но структура породы еще сохраняется. Затем следует пятнистая зона, в которой имеет место образование конкреций стяжений полуторных окислов и полное исчезновение первоначальной структуры. Эта зона выше заканчивается часто железистой корой, прочным, мощным образованием, состоящим по преимуществу из полуторных окислов. Каолин развивается в зоне распада, но не у всех пород. Габбро, диабазы, обесцвеченные в этой зоне в большинстве случаев, изменяют свой минералогический состав в гиббсит, гидраты окиси железа, и только изредка происходит образование каолина. Напротив, у гранитов, гнейсов и слюдяных сланцев этот горизонт был обогащен каолином. Слюдяные сланцы выветривались в пестроцветную (*buntfarbig*) зону, в которой белые, красные, желтые и серые цвета сменяют один другой. Остатки от солянокислых вытяжек указывают на постепенный переход слюдяных сланцев от соединений мусковита до нечистого каолина. Это изменение выражается главным образом в выщелачивании оснований и присоединении воды».

Наши верхне-девонские мелкоземы состоят также главнейше из мусковита, зеленых слюд и разложившихся полевых шпатов, в первой стадии выветривания которых образуются пестроцветные глины.

Очевидно, что наша пестроцветная глина не что иное, как зона распада — первая зона выветривания, а не перемытый в ниже-каменноугольное время девон.

Следующая зона — пятнистая зона, или зона обогащения, по своей структуре не имеет ничего общего с исходными породами. В ней породы становятся крепкими, каменистыми, с пятнами белого, красного, фиолетового, желтого цвета.

С химической стороны отчетливо наблюдается образование свободных гидратов окисей алюминия и железа.

В наших профилях мы не в состоянии указать точно, где начинается эта зона, ибо переходы от глины, через сиаллиты к крепким каменистым бокситоподобным образованиям постепенны.

Во всяком случае, в обн. 3 горизонты второго уступа твердой, в угловатых кусках и плитах, темнокрасной окраски пористой породы с пятнами красного, белого и других цветов, местами даже оолитового строения, очень сходны с теми описаниями, которые даны для пятнистой зоны.

Действительно, в них, как мы видим, ясно наблюдаются и образования сво-

бодных гидратов глинозема, а окислы железа почти на 100% растворимы.

В буровой скважине к этой зоне, поскольку позволяют судить измолотые образцы, подходят описания образцов №№ 33, 28, 24 — крепкой, красной, с белыми включениями мелкопористой породы с наблюдающимися кристалликами гиббсита. Образцы №№ 36, 38, 41, повидимому, переходного характера.

Что касается последней зоны — зоны железистой коры, то её или нет, как, например в обн. 3, где верхняя часть латеритного профиля разрушена, или повидимому есть в скв. №№ 3086, 4075, но нашими исследованиями не затронута.

ЧАСТЬ III

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ УСЛОВИЙ БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ЛАТЕРИТИЗАЦИИ

Наблюдаемые нами латеритные профили могут образоваться, во-первых, лишь в условиях континентального выветривания и, во-вторых, при наличии благоприятных климатических факторов.

Какими мы располагаем фактами геологического порядка для доказательства существования в то время этих необходимых для процесса латеритизации условий? В отношении существования континентального времени может служить доказательством наличие континентальных образований с сухопутной фауной или флорой или, напротив, полное отсутствие всяких образований, т. е. существование континентального перерыва между двумя палеонтологически охарактеризованными горизонтами, существование времени, когда явления размыва преобладали над явлениями осаждения.

Следует указать, что для познания деталей строения как песчано-глинистой толщи нижнего карбона, так и той же толщи верхнего девона остается много неразрешенных вопросов. Изучение песчано-глинистых отложений нижнего карбона, этого имеющего крупное промышленное значение горизонта, предпринято серьезно только в 1932 г. научно-исследовательским сектором ЛГРТ при участии геологов М. Э. Янишевского, С. Г. Вишнякова и др.

Естественно, что мною не могут быть учтены здесь многие, возможно весьма существенные факторы, и придется ограничиться только уже известными доказательствами.

В отношении песчано-глинистых отложений верхнего девона мы указывали, что это осадки или мелкого с непостоянным режимом, временами возможно усыхающего, эпиконтинентального моря, наносные образования прибрежных течений, или возможно это речные отложения в районе Тихвинских месторождений боксита.

Так, по крайней мере, это явствует из последних работ Р. Ю. Геккера.

В отношении песчано-глинистой толщи нижнего карбона, напротив, все факты указывают на ее континентальный характер, по крайней мере, так считается до сего времени.

Я не стану приводить ссылки на довольно обширную литературу с описанием отдельных обнажений, а ограничусь лишь некоторыми фактами, наблюдающимися в бассейне рч. Пярдомли и р. Воложбы.

Среди песчаников, в особенности среди ожелезненных песчаников, например, в правом овраге рч. Пярдомли ниже 0,5 км дер. Селище, по рч. Рагуше встречаются хорошо сохранившиеся остатки каламитов. Среди глин часты углистые глины с включениями нередко пирита, характерного болотного образования.

Наконец в Красном ручье среди боксита найдена была *Stigmaria ficoides*, а в районе Губского месторождения еще М. М. Васильевским найдена флора, по определению М. Д. Залесского, сходная с *Protopytis buchiana* G o e p р. верхнего девона Фолькенберга.

В районе Пярдомли и Воложбы не найдено никаких следов морской фауны, и лишь, как исключение, в северной части района в бассейне р. Тих-

винки у дер. Великий ручей в песчано-глинистой толще в 1931 г. обнаружен тонкий прослой известняка с морской фауной. Таким образом, мы с полным основанием можем утверждать, что время между верхним девоном и до образования известняков алексинского яруса было временем по преимуществу континентального характера; но наличие одного только существования суши совершенно недостаточно для образования латерита.

Действительно, те климатические или физико-географические условия, которые господствовали во время образования песчано-глинистых пород нижнего карбона, не благоприятствовали образованию латерита. Случаи нахождения не только месторождений боксита, но даже вообще глин характера сиаллитов в песчано-глинистой толще до сих пор неизвестны. Я не принимаю, конечно, во внимание найденные в песчано-глинистой толще гальки и отдельные куски боксита, которые найдены были Н. Н. Форшем по р. Мде, так как их аллювиальное происхождение повидимому не подлежит сомнению.

Отсутствие условий, способствующих образованию латерита, во время, соответствующее отложению песчано-глинистой толщи, подтверждается и тем обстоятельством, что в последней, как образовавшейся в результате переотложения пород девона, есть глины почти аналогичные рассмотренным глинам верхнего девона.

Повидимому, во время образования песчано-глинистой толщи происходило выветривание при участии гумусовых кислот, т. е. выветривание болотного типа, способствующее образованию каолинов, а не латеритов.

Но наши латериты лежат ниже песчано-глинистой толщи карбона, непосредственно на девоне, и физико-географические условия могли быть во время образования латеритов иными, чем при образовании толщи C_1^1 .

В доказательство последнего предположения я воспользуюсь, с разрешения авторов, еще не опубликованными докладами геологов С. Г. Вишнякова, Н. Н. Форша и Ершовой в научно-исследовательском секторе ЛГРТ в 1932 г.

По фауне, которая находится в известняках (C_1^2), перекрывающих песчано-глинистую толщу (C_1^1), известняки (C_1^2) по своему возрасту не могут быть относимы к более древним, чем верхние горизонты алексинского яруса подмосковного карбона.

В 1931 г. в литологической партии геол. Ершовой в бассейне р. Тихвинки, возле речки Великий ручей, близ деревни того же наименования, в одной выработке встречен был среди песчано-глинистых пород небольшой мощности пропласток известняка. При дальнейшей углубке выработки ниже этого известняка метров на десять встречена была обычная красная, пятнистая, землистого сложения латеритная порода (сиаллит), лежащая уже на девоне. В пропластке известняка найдены по определению М. Э. Янишевского: *Prod. moderatus* Sch w e t z., и кораллы.

Это будет, следовательно, ближайший палеонтологически охарактеризованный горизонт, лежащий незначительно выше латеритной коры выветривания. Он может быть сопоставлен с южным крылом подмосковного карбона, как верхний горизонт алексинского яруса или нижний венюковского яруса. С другой стороны, как мы указывали выше, наш верхний девон мы не имели оснований параллелизовать с более высокими горизонтами, чем елецкий ярус или данково-лебединский. Таким образом, получается, что на те десять метров песчано-глинистых образований, которые находятся между латеритами и известняковым прослойком у Великого ручья, приходится отнести часть алексинского яруса, полностью тульский, угленосный, небольшой перерыв, чернышинский, упинский, подмосковного карбона и повидимому малевко-мураевнинский верхнего девона. Сомнительно, чтобы эти десять метров песчано-глинистых отложений, а песчано-глинистые отложения нарастают обычно быстро, потребовали столь продолжительного для своего образования времени.

Вероятней всего надо будет представлять схему геологического разреза Тихвинского района, как в настоящее время и предполагает геол. М. Э. Янишевский, считая, что значительную часть времени нижнего карбона составляет перерыв в отложениях (рис. 13).

При существовании такого перерыва, т. е. времени, в течение которого явления выветривания и размыва преобладали над явлениями новообразований, становятся легко объяснимы отмеченные выше особенности в налегании песчано-глинистой толщи. К числу таковых относятся наблюдаемые явления размыва верхнего девона, нахождение конгломератовидных или брекчиевидных слоев с бокситовой галькой в основании C_1^1 .

Наши латериты залегают как раз в том месте, где геологами обозначен перерыв. Этим вероятно и объясняются факты нахождения в латеритах растительных остатков смешанного характера, как *Protopytis buchiana* G o e r r. из верхнего девона, так и *Stigmaria ficoides* из нижнего карбона.

Некоторое освещение климатических и географических условий времени образования латерита дает геологический разрез в направлении N—S Запольского месторождения (рис. 14). Подобные же разрезы имеются и в ряде других месторождений, например, в Подсосненском, Губском, Пуповском.

Как видно из разреза N—S через Запольское месторождение (см. разрез, стр. 57), поверхность верхнего девона с латеритной корой постепенно понижается к югу и в пределах скважин №№ 3525, 3250, 3267, 3281 обозначается довольно широкая низина с отметкой верхнего девона менее 85 м (скв. № 3281 не добурана до свежих девонских пород), тогда как в северной части этого разреза поверхность девона несколько более 100 м. Эта пониженность, по предположению Б. И. Сальцевича, ведущего здесь разведочные работы, протягивается до Пуповского месторождения. По мере продвижения по данному разрезу на юг от скв. № 3525, при достижении верхним девонном абсолютной высоты около 88 м, начинают на девоне появляться черные, углистые, гумусовые глины. Мощность этих глин постепенно по мере понижения поверхности верхнего девона возрастает.

Латеритные образования нормального характера в северной части разреза приобретают постепенно к югу серый землистый характер, лишаются почти совсем железа, содержат углистые частицы и постепенно вытесняются указанными глинами.

Оставляя пока в стороне физико-химическую сторону изменения латеритов под влиянием гумусовых и углистых образований, так как этот вопрос служит предметом особого исследования, остановимся на отношении углистых глин и серых латеритов.

Во-первых, углистые глины и серые латериты южной части разреза повидному одновременные или очень близкие по времени своего образования с обычными латеритами северной части месторождения. Следовательно, необходимо допустить, что в то время как в пониженностях происходило образование болотного характера черных углистых глин, до окраине этого болота на более высоких частях шло латеритное выветривание. Существование болотистых низин возможно лишь при допущении климата с обильными периодическими или посто-

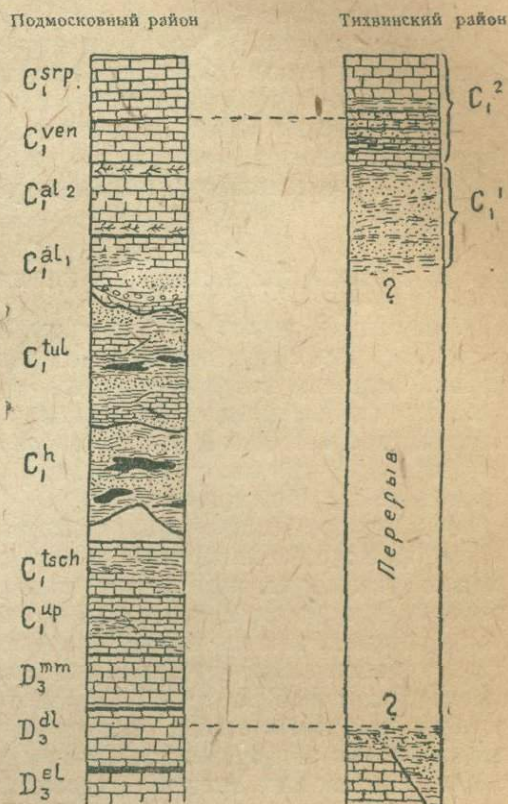


Рис. 13. Схема геологического разреза.

янными атмосферными осадками. Исследования Schürmepf'a показывают, что торф под тропиками образуется при различных условиях, и в том случае, когда в тропическом климате имеется засушливый период, и что засушливый период, возможно, играет особую роль при гумификации растительных остатков. Проявление же засушливого периода особенно важно, так как латеритизация возникает преимущественно при переменном климате. Harrassowitz на основании разбора многочисленных случаев (Арканзас, Атрим, Силезия) нахождения углистых образований в кровле или по соседству с латеритами приходит к заключению, что процесс латеритизации, с одной стороны, в своем осуществлении зависит от причин, которые благоприятны и для образования угля, а, с другой стороны, латеритизация создает такие химические условия в почве, которые способствуют сохранению гумуса, и, таким образом, латерит и гумусовые образования могут развиваться в области сходного или даже одинакового климата.

Рельеф местности, судя по данным работ, был ровный, во всяком случае, не резко расчлененный; судя по растительным остаткам, климат был теплый, но детальнее о климате пока ничего сказать нельзя.

Во всяком случае в продолжительное время перерыва он мог и изменяться.

В итоге можно сказать, что те геологические предпосылки, которые в настоящее время имеются, несмотря на их скудость, не только не противоречат, но скорее подтверждают существование условий, благоприятных для образования латеритов.

О ЯВЛЕНИЯХ РАЗМЫВА И ПЕРЕНОСА ЛАТЕРИТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Латеритная почва, или кора выветривания, после своего образования не оставалась вне сферы действия различных геохимических и геологических факторов. Оставляя в стороне геохимические факторы, изучение которых требует больших специальных работ, остановимся только на некоторых геологического характера явлениях. К числу таковых в первую очередь следует указать на явления разрушения, размыва латеритной коры со времени ее образования вплоть до нынешних времен.

Как доказательство существования размыва латеритных образований, во время того же континентального перерыва, в которое и образовались латериты, можно указать на нахождение гальки боксита в конгломератовидных слоях, которые находятся в основании песчано-глинистой толщи. Латеритная кора выветривания, как мы теперь имеем основание полагать, образовалась во время такого континентального перерыва, когда явления размыва преобладали над процессами новообразований. Кроме того факт образования латеритной почвы требует некоторых особых климатических условий. По мнению почвоведов, латеритная кора образуется наиболее интенсивно, когда имеется чередование засушливых и обильных дождями годовых периодов. При таком режиме возможны сносы не только отдельных кусочков латеритной породы, но и размывы и перемещения крупных масс.

Было бы совершенно неправильно, если бы все без исключения латериты в Тихвинском районе мы рассматривали обязательно лежащими *in situ*. На примерах месторождений латеритов Индии, Америки и др. известны многочисленные случаи нахождения возле коренных и вторичных аллювиальных месторождений, образовавшихся за счет размыва, переноса первых.

Классическим примером образования таких вторичных месторождений можно указать на образующиеся даже в настоящее время вторичные месторождения латерита в Vorder-Indien путем сноса в пониженные части коренных месторождений.

Я, например, склонен считать северо-западную часть Губского месторождения с нахождением бокситового детрита в значительной части лежащей не *in situ*.

Имеются факты, указывающие на то, что явления размыва и переноса происходили и позднее, во время образования песчано-глинистой толщи.

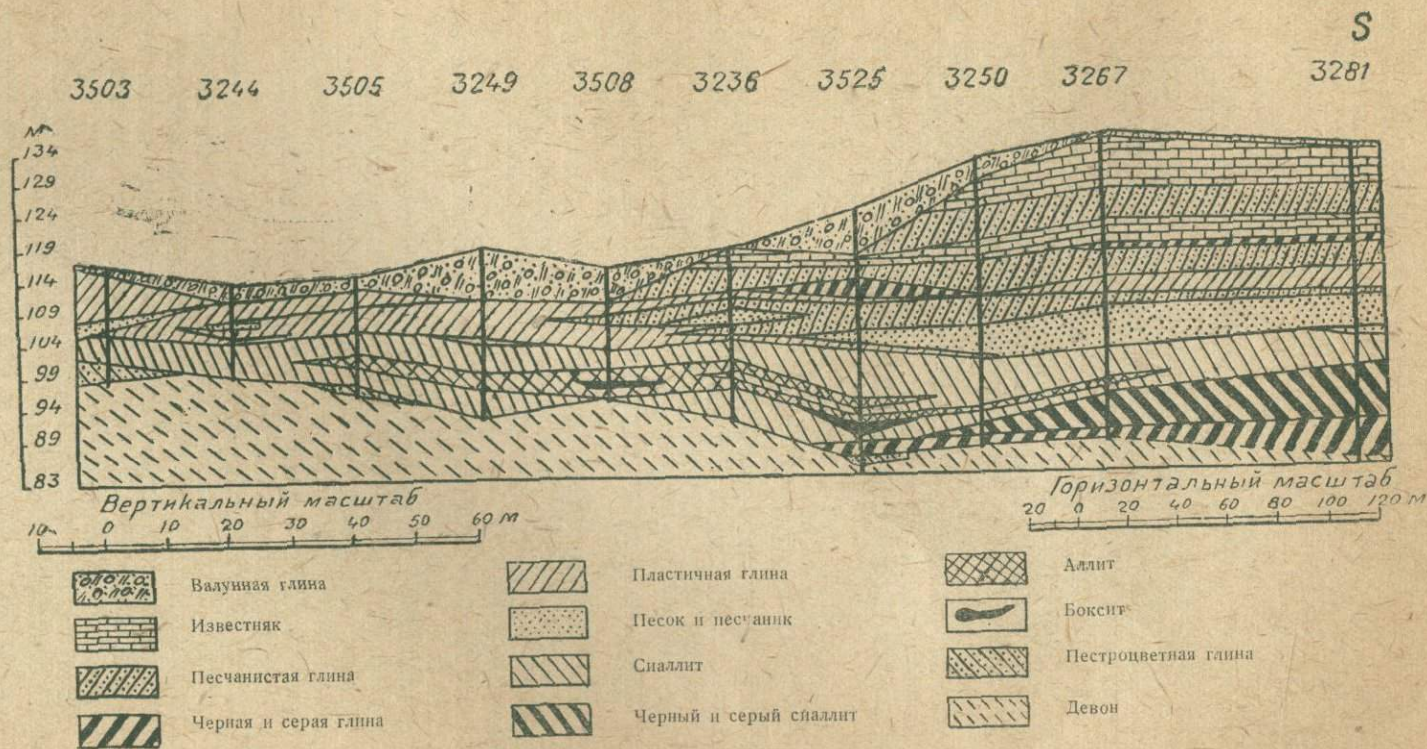


Рис. 14. Продольный разрез Запольского месторождения.

Как пример такого размыва, можно привести нахождение в массовом количестве латеритовой гальки среди песков, определенно относящихся к S_1^1 , наблюдавшееся Н. Н. Форшем в береговых обнажениях р. Мды.

По окраинам некоторых месторождений, как, например, по западной окраине Губского, а также по северо-западной окраине Красноручейского месторождений под латеритными образованиями залегают глины весьма сходные по своему виду с глинами толщи S_1^1 . Это серые пластинчатые глины, иногда даже углистые, огнеупорные, и, следовательно, щелочей в них очень мало (глины в общем характерные для толщи S_1^1). Залегающие на этих глинах латериты состоят из мелкой разнообразной по цвету и строению щебенки, латеритного детрита, повидимому аллювиального происхождения.

Гипсометрическое положение этого латеритного детрита почти на 10 м ниже центральной и восточной частей Губского месторождения.

Эти данные заставляют относить латеритные образования отмеченного характера залегания, повидимому, к вторичным, по отношению к соседним, лежащим на более высоких отметках, коренным месторождениям.

Возможность таковых перемещений во время образования S_1^1 вытекает из условий образования песчано-глинистой толщи S_1^1 . Толщу эту имеем основание рассматривать как образовавшуюся, главным образом, за счет пород верхнего девона подвергшихся переотложению и болотному выветриванию. Среди различных пород, слагающих толщу S_1^1 , можно наблюдать как почти чистые каолины, так и почти совершенно не измененные и неотличимые от верхне-девонских по своему составу серицитовые глины. Например, можно привести глину у с. Любытино из нижних горизонтов S_1^1 , анализ которой (2, 118) таков:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Потеря при прок.	Σ
48,93	0,48	21,41	6,61	1,60	2,43	0,71	2,96	3,94	10,47	99,54%

По минералогическому исследованию глина оказалась состоящей из мелких частиц серицита, а приведенный химический анализ показывает большое содержание щелочей: сумма всех щелочных и щелочно-земельных окислов равна 10,04%, коэффициент «*ba*» = 0,729. Глина у с. Любытино, таким образом, по своему химико-минералогическому характеру такая же, как и глины верхнего девона.

Латеритная кора выветривания покрывает даже и сейчас большую часть верхне-девонских пород. Вполне возможно, что и латериты, так же как и другие породы верхнего девона, могли размываться и переотлагаться, в особенности в начале образования толщи S_1^1 .

До наступления ледникового времени у нас нет никакого фактического материала для суждения о явлениях размыва и переноса латеритных образований. Напротив, в ледниковое время имеются многочисленные факты, свидетельствующие о крупных разрушениях латеритной коры, не защищенной или слабо защищенной позднейшими образованиями от выпаживания ледниками. Достаточно сказать, что валунные глины ледникового периода содержат в колоссальном количестве латеритную гальку, а в районе месторождений иногда в таком количестве, что она составляет главную породу валунных глин.

Можно утверждать, что вся латеритная кора выветривания, западнее полосы месторождений, если и сохранилась до ледникового времени, то была снесена и уничтожена движением ледника. В тех месторождениях латерита, на которые налегает валунная глина с галькой латерита, часто сохранилась лишь только нижняя часть (напр., опис. обн. 3), причем нередко носящая ясные следы своеобразной тектоники, появившейся вероятно при передвижениях ледяного покрова.

Однако все скопления латеритного материала в валунных глинах в значительной степени всегда смешаны с песком, галькой и т. п.

Таким образом, наряду с коренными месторождениями латерита имеются и вторичные, лежащие на небольшом расстоянии и на меньших, чем первые, гипсометрических отметках, а по времени образования близкие к коренным. Ледни-

ковый аллювий латерита образует лишь скопления латеритной породы, перемешанной с валунной глиной, песком и галькой.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ТИХВИНСКИХ БОКСИТОВ

Настоящая работа не может быть рассматриваема, как работа, разрешающая полностью вопрос о генезисе бокситов Тихвинского района. Она не может быть таковой хотя бы потому, что зону боксита, т. е. ту часть латеритного профиля, к которой приурочиваются собственно бокситы, зону железистой коры и зону обогащения, мы или не затрагивали совсем исследованиями, или затрагивали недостаточно полно.

Законы миграции растворов в рудном теле, законы геохимии самого рудного тела еще во многом не ясны, и изучение их поставлено на очередь только сейчас.

Но тем не менее, если не разрешается вопрос о генезисе тихвинских бокситов полностью, то нельзя отрицать того, что некоторые стороны генезиса получают совершенно новое освещение.

Бокситы, с нашей точки зрения, есть не что иное, как частный случай латерита, богатого содержанием свободных гидратов глинозема в такой степени, что представляет собой промышленную руду.

В этом понятии происхождение боксита неотделимо от происхождения латерита.

Так как латериты лежат, как указано, *in situ*, то рассматривать и бокситы мы можем так же лежащими *in situ*, с теми конечно оговорками, которые указаны в предыдущей части.

В настоящее время опубликованы две теории происхождения тихвинских бокситов. Первая теория названа ее автором С. Ф. Малявкиным «аллювиально-латеритной», вторая, предложенная О. М. Аншелесом, — серно-кислотной гипотезой. Я не упоминаю еще сделанное Д. Стопневичем предположение о возможности образования тихвинских бокситов как «terra rossa» известняков, так как это первое предположение вскоре отпало, как только приступлено было к геологической съемке.

В основу первой аллювиально-латеритной гипотезы автором ее положены следующие соображения (8): «Изучение условий залегания и их химического и минералогического состава, а также их физических свойств, в связи с находками и в рудном горизонте остатков каменноугольной флоры (каламиты, лепидодендроны), указывающих на существование во время образования бокситов теплого влажного климата, привели к заключению о латеритовом характере образования залежей боксита.

Характер залегания бокситовых залежей — выполнение котловин размытого девонского ложа или линзообразное положение их среди песчано-глинистой толщи ниже-каменноугольной толщи, тесное смешение с глинистым веществом и общая структура породы указывают на то, что латериты, послужившие для образования и залежей бокситов, перенесены с места их образования и переотложены».

«Образовавшиеся эти путем латериты были снесены соответствующими потоками и переотложены в мелких бассейнах, на месте которых наблюдаем песчано-глинистую толщу карбона, несущую все признаки озерно-речных осадков. Ясно, что переносимые во взвешенном состоянии латериты были отмучены и загрязнены лишь такой же мутью, но происходящей от размывания глин».

Далее автор, рассматривая возможные материнские породы, указывает: «Материнской породой для этих латеритов могли быть как слюдистые пески и песчаники (почти нацело иногда состоящие из щелочных слюд) девона, так и полевошпатовые породы Прионежья».

«С другой стороны, в виду латеритового характера образования наших бокситов, естественно, открываются возможности нахождения таковых и на север от ранее обнаруженных и, быть может, менее загрязненных каолинитом, вследствие

приближения к естественному источнику происхождения латеритов — полевошпатовым кристаллическим породам восточного берега Онежского озера».

К сожалению, в силу очевидно общего характера упомянутой статьи, автор не имел возможности привести в доказательство своих положений достаточного конкретного материала.

Поэтому, какие факты из физико-химических свойств, из химико-минералогического состава и из общей структуры пород служат доказательством изложенной гипотезы, в статье не указано.

О. М. Аншелес, изучавший как-раз минералогический состав боксита, пришел к совершенно другим выводам.

Некоторые, сделанные О. М. Аншелесом (2, 113) возражения против этой гипотезы не лишены основательности.

В частности, механическому разделению минералов друг от друга (отмучиванию) противоречит то, что бокситы содержат зерна минерала рутила, турмалина и циркона в количестве даже б о л ь ш е м, чем окружающие глины (во всяком случае не меньшем); между тем удельный вес этих минералов (особенно циркона) значительно больше удельного веса спорогелита, гидраргиллита, каолина и слюды, а размер их зерен в бокситах тот же, что и в окружающих глинах.

Такое механическое разделение, при котором произошло бы отделение спорогелита от каолинита и слюды и различных разновидностей спорогелита друг от друга, но не произошло бы отделение спорогелита от циркона, турмалина и рутила, — такое разделение невозможно.

Остальные возражения я приводить не буду, так как они О. М. Аншелесом достаточно детально подчеркнуты.

Однако несмотря на всю убедительность приведенных О. М. Аншелесом возражений, остается один факт — это характер залегания бокситовых залежей — выполнение котловин размытого девонского ложа.

Если проведем какой-либо разрез через месторождение, то получается действительно такая картина, как будто бы латеритные породы отложены в мелком, широком бассейне.

Мне лично это казалось всегда наиболее веским аргументом в пользу аллювиальной гипотезы, хотя, кроме только формы и характера залегания, никаких других признаков озерного происхождения, как, например, илистых прослоев, не наблюдалось.

В виду большого интереса, которое представляет этот вопрос для понимания генезиса, остановимся на нем несколько подробнее. Если обратим внимание на геологический разрез, проведенный не через одно месторождение, а на протяжении нескольких километров и через несколько месторождений (рис. 15), то наблюдается такая картина. Латеритная кора находится, вообще говоря, не только в пониженных частях верхне-девонского рельефа, но покрывает большую часть верхне-девонских пород. К пониженностям же приурочены только вздутия, т. е. те места, где латеритная кора имеет наибольшую мощность. К этим местам наибольшей мощности и приурочены бокситы, как одна из зон латеритных пород. Во-вторых, можно наблюдать, что латеритная кора имеет большую мощность в тех местах, где развиты мощные глины и мелкоземы описанного выше типа; напротив, где последние развиты мало или замещены кварцево-слюдистым песком и песчаниками, латеритная кора или слабо выражена, или наконец отсутствует.

Из этих наблюдений напрашивается такой вывод, что поскольку глины и мелкоземы верхнего девона бесспорно аллювиального происхождения, продукт тонких и наиболее легких фракций водной мути, постольку им свойственно осаждаться в местах наиболее слабых течений или спокойных вод, следовательно, в наиболее пониженных частях верхне-девонской поверхности.

Следовательно, вполне можно допустить, с нашей точки зрения, и такое толкование, что латериты наиболее полно развиваются потому только в несколько пониженных частях верхне-девонского рельефа, что к последним как-раз приурочены мелкоземы и глины — материнские породы латеритов.

Таким образом латериты приурочены лишь к небольшим пониженностям,

так сказать, пониженностям второго порядка. Более обширные и глубокие пониженности заполнены гумусовыми глинами болотного типа; латериты в таких пониженностях или отсутствуют, или носят своеобразный характер, и остается еще не изученным вопрос о том, находятся ли они там во вторичном или коренном залегании.

В заключение следует указать, что аллювиально-латеритная гипотеза создана была на основании разведочных данных Губского и Красноручейского месторождений и притом главным образом их западных окраин. В западных частях этих месторождений действительно имеется, как упоминали, ряд фактов, указывающих на вторичное залегание латеритов. Эти местные наблюдения, очевидно, и были обобщены на весь комплекс месторождений.

При изложении своей гипотезы О. М. Аншелес вначале исходил из доказательств от противного, т. е. доказывал невозможность аллювиальной гипотезы и, как следствие этого, пришел к заключению о нахождении бокситов *in situ*. Переходя к изложению своих взглядов на происхождение бокситов, автор пишет: «Но все же сопоставление ряда фактов, перечисленных ниже, невольно, можно сказать «силком», тянет к предположению, что бокситы и бокситовые породы образовались здесь из глин продуктивного яруса путем разложения серной кислоты и осаждения гидратов глинозема из образовавшихся сульфатов, с одной стороны — растворами бикарбоната кальция и, с другой, быть может лишь отчасти, — взаимодействием указанных сульфатов с кальцитом, примешанным к глинам». Серная кислота образуется в результате окисления пирита.

«Эта точка зрения на генезис, как сказано выше, вытекает из ряда фактов:

1) Пирит является обычной составной частью отложений угленосного яруса всего Подмосковского каменноугольного бассейна. В Боровичском районе, по соседству с Тихвинским, количество его таково, что он служит предметом добычи.

2) На то, что пирит находился в Тихвинском районе, указывает присутствие псевдоморфозов окислов железа по пириту, в конкрециях окислов железа и глинах угленосного яруса.

3) При окислении пирита образуется серная кислота, которая должна была разлагать соседние глины с образованием сернокислого алюминия.

4) Глины угленосного яруса часто содержат кальцит, на что указывает и микроскопическое исследование их и анализ.

5) Бокситовые залежи Тихвинского у. тянутся вдоль границы продуктивных известняков, из-под которых вытекают растворы двууглекислого кальция».

Действительно, этой гипотезе нельзя отказать в известной стройности и простоте. Случаи образования бокситов при участии серной кислоты известны в очень многих местах, даже у нас в СССР к такому типу повидимому относятся

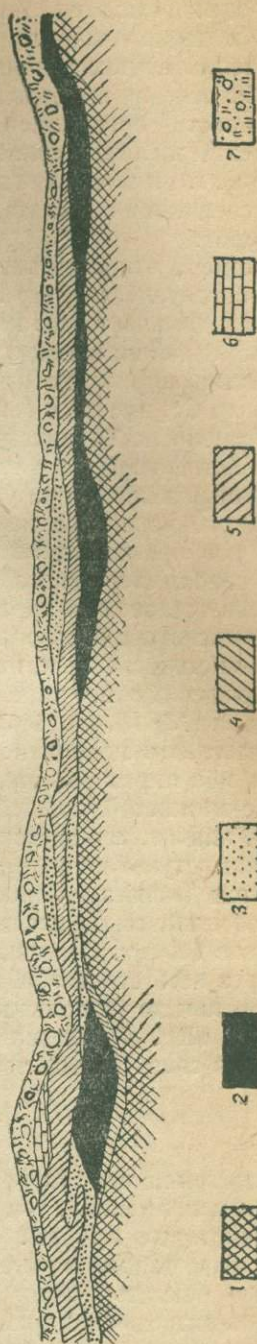


Рис. 15. Разрез по южной части бокситового района.
1 — Верхний девон. 2 — Латериты. 3 — Пески С₁. 4 — Пестроцветная глина. 5 — Глины С₁. 6 — Известняк С₁. 7 — Валунная глина.

Журавлинское и Тульское месторождения. Но все же, несмотря на простоту реакций, эта гипотеза носит скорее академический характер, так как очень плохо увязывается с геологией самого месторождения. Весьма также сомнительно, чтобы пирит мог находиться в песчано-глинистой толще в таком огромном количестве, какое необходимо для получения, с одной стороны, достаточного количества серной кислоты, с другой, наблюдающихся окислов железа. Действительно, пирит (а также и марказит) почти всегда содержится в виде конкреций или как выполнение мелких трещинок во всех почти глинах, обязанных своим происхождением болотному выветриванию. Своим происхождением он там обязан только деятельности организмов, развивающих сернокислоту и восстанавливающих соединения железа в сульфиды.

Пирит глин не первичный, а вторичный минерал, для его образования необходимы соединения железа, а потому не пирит является источником железа, а наоборот.

Наконец, относительно пирита и марказита глин необходимо принять еще одно обстоятельство, что эти минералы образуются в значительном количестве в глинах только тогда, когда над глиной или среди глины есть угли. Поэтому факт нахождения в междуугольных глинах Боровичского района значительного количества пирита не применим к Тихвинскому, где нет нижнего углистого горизонта S_1^1 , именно и богатого пиритом. Нет никаких пока оснований полагать, чтобы в глинах Тихвинского разреза толщи S_1^1 могло быть пирита больше, чем это свойственно всяким глинам болотного выветривания. Самый грубый ориентировочный подсчет при условии максимального допустимого содержания в глинах такого характера пирита, показывает, что мощность латеритных пород в сотню раз превышает мощность слоя пирита, могущего находиться в глинах.

Но слабая сторона этой гипотезы заключается вовсе не в недостатке пирита, а в несоответствии всего характера месторождения типу тех месторождений, где роль серной кислоты в образовании боксита более или менее установлена. Ни одно из весьма многочисленных, но не имеющих, кстати сказать, промышленной ценности месторождений этого типа ни Франции, ни Великобритании, ни СССР, описанных геологами (13; 18, 485; 9; 3), не имеет ничего похожего на наши Тихвинские.

В частности непонятно, почему автор называет свою гипотезу как гипотезу *in situ*, ибо пирит содержится в глинах песчано-глинистой толщи, а боксит под песчано-глинистой толщей. Окисление пирита очевидно должно происходить сверху, значит, сернокислые растворы должны проникать почти через всю песчано-глинистую толщу до девона и проникать так, чтобы по пути не разложиться кальцитом («глина угленосного яруса часто содержит кальцит, на что указывает и микроскопическое исследование и их анализы»); 4) и там выделить глинозем, образовав боксит. Следовательно, имеем факт перемещения сернокислых растворов через весь стратиграфический горизонт: конечно, это перемещение не такое дальнее, как до Прионежья, но все же нельзя сказать, что образование происходит *in situ*. Приведением дальнейших многочисленных вопросов, возникающих в связи с этой теорией, не станем утомлять читателя.

ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Несмотря на то, что вопрос о генезисе тихвинских бокситов нельзя считать решенным полностью, тем не менее на основании настоящей работы можно сделать некоторые выводы.

Эти выводы имеют отношение, во-первых, к перспективной оценке всего Тихвинского бокситорудного района, а, во-вторых, к направлению дальнейших поисково-разведочных работ. В результате настоящей работы можно считать установленным следующие два положения:

а) Верхне-девонские песчано-глинистые образования района месторождений боксита по своему минералогическому характеру представляют собой по существу лишь механически расклассифицированный и неполно измененный химически аллювий от разрушения кристаллических изверженных или метаморфических пород.

б) Все промежуточные образования, находящиеся между верхне-девонскими глинами — мелкоземами и бокситами, как пестроцветные глины, сиаллитовые глины, сиаллиты и аллиты, представляют собой лишь последовательные стадии латеритного типа выветривания, соответствующие зонам нормального латеритного профиля на кислых породах.

На основании этих положений мы теперь имеем полное право рассматривать Тихвинские месторождения, как находящиеся в главной своей массе *in situ* и образовавшиеся во время континентального перерыва между концом верхнего девона и до образования песчано-глинистой толщи ниже-каменноугольного времени.

Два главных фактора обуславливают образование латеритов: во-первых, соответствующий состав верхне-девонских мелкоземов и глин и, во-вторых, наличие благоприятных физико-географических и климатических условий для развития процессов латеритизации.

Первый фактор, насколько позволяют судить работы геологов, — характер минералогического состава верхне-девонских образований — выдерживается на больших пространствах, а второй фактор, как климат, в силу своей региональности не может быть ограничен той узкой полосой выходов песчано-глинистой толщи, в которой сейчас известны месторождения латеритов. Вполне возможно поэтому, что область распространения латеритов имеет довольно обширные размеры не только по меридиональному, но и по широтному направлениям. Наше представление о распространении месторождений бокситов узкой полосой вдоль выходов песчано-глинистой толщи есть лишь только отражение принятой методики поисков и разведок, но очень мало вероятно, чтобы это был действительно существующий в природе факт.

Принятая до сего времени методика поисково-разведочных работ на бокситы построена как на основании аллювиально-латеритной гипотезы происхождения боксита, считавшейся до сих пор наиболее вероятной, так и на принципе наименьшего сопротивления.

Действительно, по аллювиальной гипотезе поисковые работы естественно должны были тянуться на север к естественному источнику происхождения латеритов — полево-шпатовым кристаллическим породам восточного берега Онежского озера, где, как указывает сам автор этой гипотезы, латериты, быть может, менее загрязнены каолинитом.

Принцип линии наименьшего сопротивления заставлял вести работы в тех местах, где можно было ожидать нахождения месторождений близко к дневной поверхности, перекрытых лишь слабыми породами песчано-глинистой толщи C_1^1 или же только валунной глиной. Так как полоса выхода песчано-глинистой толщи имеет меридиональное направление и тянется также на север, то происходила полная увязка практической и теоретической сторон.

Руководствуясь этим соображением, в полосе выходов толщи C_1^1 на протяжении почти 80 км при ширине 1—2 км произведена разведка группы месторождений. Такая система разведки на первом этапе и была пожалуй правильной, так как давала с минимальными затратами и наибольший эффект в смысле прироста разведанных запасов, но совершенно не рациональна в настоящий момент.

При таком вытянутом расположении месторождений получается невыгодная с экономической стороны разбросанность и удаленность их от места переработки руды и от путей сообщения. Но самое главное, что не имеем правильного представления о перспективных, геологически возможных запасах этого района, т. е. правильной оценки потенциальных возможностей этого бокситорудного района.

С точки зрения приведенной нами гипотезы совершенно безразлично в смысле шансов нахождения новых месторождений, вести ли поисковые работы в меридиональном или в широтном направлении, и если не встретится в восточном направлении каких-либо новых неожиданных геологических факторов (например, размыв ниже-каменноугольной трансгрессией песчано-глинистой толщи карбона и т. п.), то перспективная оценка запасов Тихвинских месторождений может быть увеличена в десятки раз.

1. Аносов Ф. Я. и Зильберминц В. А. О минералогическом составе некоторых девонских и каменноугольных пород Северного района. Тр. отд. глин. мат. КЕПС, Акад. наук, 1923, № 18.
2. Аншелес О. М. Микроскопическое исследование глин, песков и бокситов Череповецкой губ. Изв. Геол. ком., 1927, т. XLVI, № 2.
3. Барбот де Марни. Рудный вестн., 1917, т. II, № 2.
4. Глинка К. Д., акад. Почвоведение.
5. Земятченский П. А. Гидролитическое разложение слюд. К познанию русских глин. КЕПС. Акад. наук, 1923, № 18.
6. Земятченский П. Глина с р. Поротома в связи с вопросом о глине вообще. Тр. отд. глин. мат. КЕПС. Пгр., 1923.
7. Искюль В. И. О химическом и минералогическом составе тихвинских бокситов и бокситовых пород. Тихвинский боксит. Мат. для изуч. естеств. произв. сил России, № 31. Акад. наук, 1919.
8. Малявкин С. Ф. Боксит. Нерудные ископаемые. Т. I. Изд. Акад. наук, 1926.
9. Смольянов Н. А. Журавлинское месторождение алюминиевой руды в Пермской губ. Тр. отд. глин. мат. КЕПС. Акад. наук, 1923, № 18.
10. Стопневич А. Д., Искюль, В. И., Овсянников В., Боголевский. Тихвинский боксит. Мат. для изуч. естеств. произв. сил России, № 31, Акад. наук, 1919.
11. Arsan deaux. Contribution à l'étude de l'altération des roches silicatées alumineuses dans les régions intertropicales. Bull. de la Soc. franç. de Minéral., 1913, XXXVI, 81.
12. Bauer Max. Beitrag zur Kenntnis des Laterits, insbesondere dessen von Madagascar. Separatabdruck aus dem Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geol. 1907.
13. Burton. Proc. Univ. Durham. Phil. Soc., 1910, 4, p. 24—25.
14. Ferron M. What is Laterite? Geol. Mag., nouvelle série, 5 décade, t. VIII, 1911.
15. Harrassowitz. Das Kaolinitproblem. Forsch. der Geolog. und Paleont., Bd. IV, H. 14, 1926.
16. Harrassowitz. Laterit. Forsch. der Geolog. und Paleontol., Bd. IV, H. 14, 1926.
17. Lacroix. Nouv. Arch. Mus. National d'Histoire Natur, v. 5, 1913.
18. Lacroix. Min. de la France. Pt. I.

SUMMARY

CHAPTER I

The Upper Devonian deposits in the basin of the Sias River and its tributary, the Volojba, are divided into three series:

1) A lower, argillo-arenaceous series resting upon Silurian limestones and having a thickness of 7 m.

2) A calcareo-argillaceous series containing limestone partings with a characteristic Upper Devonian marine fauna. The thickness of this series reaches 27 m.

3) An upper areno-argillaceous series, the thickness of which is estimated tentatively at 150 m.

For purposes of the present work the highest interest affords the upper part of the upper areno-argillaceous series exposed in the head parts of the Volojba River, and its tributaries.

The main and widest distributed member of this series are areno-micaceous clays of variegated greenish-blue or reddish tint. The clays sometimes bear a laminated character.

The analysis of the most typical part of the upper areno-argillaceous series is as follows:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Loss by ignition	%
Bluish-green clay from the river Piardomia	60,91	0,87	20,27	4,22	0,59	1,19	1,31	3,32	0,25	6,94	99,87

Microscopical examination of this clay shows that it consists in its main mass of scales of sericite, green mica, weathered feldspar decomposed into minutest particles. Quartz is occasionally met with in the form of sub-angular grains. The size of separate particles allows to refer this rock sooner to the class of fine earths, than to clays.

The second member of this series as regards its grade of distribution, are sands, as a rule more or less micaceous or argillaceous. Sometimes the sands are cemented by lime. The analysis of the sand most commonly occurring in this part of the upper arenoargillaceous series is as follows:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Loss by ign.	Hygroscopic. water	M
Greenish-grey sand of the river Piardomia	83,89	0,55	8,18	0,52	0,81	0,57	0,59	2,24	0,59	1,64	0,28	99,86

Microscopical examination of the sand shows its main ingredients to be: quartz in sub-angular grains (60—70%), mica (25—30%), green mica in various grades of decoloration by weathering and, in smaller quantities, colourless mica. Ingredients of minor importance are feldspar: orthoclase; microcline (5—6%) and single specimens of rutile, zircon, staurolite, etc.

In comparing the results of the examination of the sands and clays one may note that both of them are composed of the same minerals, but in the sands the material is coarser and comparatively little weathered with dominating quartz grains; in the clays the material is finer, stronger weathered and with a comparatively low quartz content. Such a composition and distribution of mineral particles in the clays and sands is very similar to the results, that might be obtained by elutriating the clastic material of crystalline rocks.

THE ARENO-ARGILLACEOUS SERIES OF THE LOWER CARBONIFEROUS C₁

The Upper Devonian is overlain by the areno-argillaceous series of the Lower Carboniferous. It is represented likewise by sands and clays, but despite of their similar aspect the rocks of this series show a number of substantial differences from those of the upper areno-argillaceous series of the Upper Devonian.

The sands C₁ are more homogenous as to their mineralogical composition and contain but insignificant admixtures of mica and very little of feldspars, being sometimes pure quartz sands. By their mechanical composition the sands are well sorted by size, and the quartz grains are well rounded. Geologist S. G. Vishniakov, having studied the sands C₁ gives the following table of comparative mineralogical composition of the sands C₁ and of the upper areno-argillaceous series D₃ (page 11).

The clays C₁ are more plastic, uniform. Their colour is green, black, red, the grey and black clays very often presenting fire-clay. Investigations of B. I. Ikskul and P. A. Zemiatchensky show that clays C₁ consist chiefly of kaolinite.

In the sands C₁ are found remains of *Calamites* and in the clays — inclusions of coaly particles being particularly frequent in the lower horizons of C₁.

The thickness of the areno-argillaceous series C₁ varies within the limits of 20—28 m.

The areno-argillaceous series C₁ is overlain by limestones with a marine fauna of Lower Carboniferous age.

CONDITIONS OF FORMATION OF THE ARENO-ARGILLACEOUS SERIES D₃ AND C₁

With respect to the areno-argillaceous series of the Upper Devonian by the works of R. Hecker and of other geologists the opinion is established as to the formation

of these sediments in a shallow epicontinental sea with an inconstant régime. With respect to the areno-argillaceous series C_1^1 , on the ground of a number of weighty facts, an opinion is dominating that it was formed under conditions of continental character.

A comparative study of these series affords grounds for outlining the following scheme of their formation:

Eruptive metamorphic rocks, being exposed to destruction, transportation, declassification, a certain insignificant chemical weathering form (see p. 13).

the upper areno-argillaceous series of the Upper Devonian, being subjected to erosion, local transportation, declassification, a considerable mechanical weathering form (see p. 13).

the areno- argillaceous series of the Lower Carboniferous.

CHARACTER OF SUPERPOSITION OF THE ARENO-ARGILLACEOUS SERIES OF THE LOWER CARBONIFEROUS ON THE UPPER DEVONIAN

Comparison of drill sections shows that the surface of the Upper Devonian has its own, not sharp relief. In a number of outcrops between the Devonian and Carboniferous are observed conglomerate-like formations from rock debris of the Upper Devonian and the Lower Carboniferous. These facts show that the surface of the Upper Devonian was subjected to erosion before the deposition upon it of the areno-argillaceous series C_1^1 and that between these two series there was a continental break during which erosion processes were prevailing over the processes of sedimentation.

STRATIGRAPHICAL POSITION OF THE LATERITES

Prospect bore-holes usually give the following section (page 14).

In these sections attention is attracted to the fact that all the gradations from one horizon to another, from the allites to the bluish micaceous clays of the Upper Devonian are gentle, gradual, nearly inconspicuous.

In the roof of the laterite occur various clays and rarer sands C_1^1 ; the upper boundary of the laterites with the clays and the sands C_1^1 , on the contrary, is quite distinct. Therefore the laterites occupy an intermediate position between the Upper Devonian and the areno-argillaceous series C_1^1 .

CHAPTER II

The gradual variation of rocks observed from the more or less typical Upper Devonian clays to the laterite type of formations was the object of the author's investigations. In order to study all the intermediate formations between the distinct laterites and the clays of the Upper Devonian, with the object to establish the dependence of regional character between them, samples from three sections were taken.

The section of natural exposure № 3 in the bank of the rivulet Velga has been studied the first. The samples for the study were taken at short intervals (0,25 — 0,50 m).

A petrographical study of these samples beginning with the sample № 22 gives the following picture:

Greenish-grey clay, composed of weathered feldspar particles, of colorless mica and chlorite (sample № 22) is grading into variegated, spotted clay where mineral particles are decomposed up to grades which are indefinable under the microscope, with mica flakes and with only single resistant minerals, as, for example, rutile, zircon, tourmaline (samples №№ 20, 18), which are distinctly recognizable.

Higher in the section this rock becomes somewhat firmer, having spots and streaks of white and light-lilac colour. Under the microscope it looks like a thin dispersed mass, but still with rarer single decomposed mica and possibly kaolinite particles (samples №№ 16, 14).

On the horizon from which sample № 12 was taken the rock is more resembling

a stone than a «hard tack», there are observed separate rare oolites and porosity appears. And among the mass affecting polarized light there appear minute plates of gibbsite and sometimes of laurierite (samples №№ 12, 9, 7).

CHARACTERISTICS OF CHEMICAL CHANGES ALONG THE PROFILE

Sample analyses are given in table 1 (page 18).

If the gradual variation of the aspect and petrographical character of the samples taken along the profile is a result of the process of weathering, it must find a clear reflexion in an appreciable change of the chemical composition as well.

The process of aluminosilicate weathering is accompanied by three characteristic phenomena: 1) by a decrease of the silica content, 2) by a decrease of the contents of alkaline and alkaline-earth metals and 3) by an increase of constitutional water.

Change of silica contents along the profile

Coefficient «Ki»

The quartz content in the samples at hand from № 22 upwards, revealed by microscopical examination, is so insignificant that it cannot affect essentially the general character of changes of the Si of silica along the profile. Basing upon these considerations, the author, in order to judge on changes availed himself of the relative proportion of Si and Al expressed in molecular figures from total analyses. This proportion he designates by the coefficient «Ki».

The value of «Ki» is changing along the profile as it is represented by diagram № 1 (p. 22).

Change of the alkaline and alkaline-earth metals contents along the profile

In order to study these changes, first of all the quantities of secondary carbonates were determined and these quantities were excluded from the estimation.

For the determination of the changes of contents of the alkaline and alkaline-earth metals along the profile the ratio of the sum of oxides of all the alkaline and alkaline-earth metals to alumine were taken, being expressed in molecular figures by the formula:

$$\frac{1,822 \text{ CaO} + 2,535 \text{ MgO} + 1,085 \text{ K}_2\text{O} + 1,646 \text{ Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} = \text{«Ba»}.$$

This value is changing as it is shown in diagram № 2. The change of constitutional water along the profile is represented by diagram № 4.

In order to establish the character of the mineral individs, composing the rocks, their exploration by the method of hydrochloric extracts was carried out. To the samples of the № 3 outcrop a brief 5 minute treatment by HCL (concentration 1 : 1 by volume) was applied, with heating. The results of this treatment are given in table 2 (page 24), showing that the silicates are to a considerable measure decomposed by hydrochloric acid, their liability to decomposition being more pronounced in the lower parts of the profile, than in the upper ones. The solubility of iron oxide along the profile is shown in diagram № 5. Hygroscopic water in air-dried samples varies according to diagram № 6.

As a result of all these investigations the following conclusion is drawn: a) all the changes in the contents of silica, the alkalinity of constitutional water form an uninterrupted successive row ranging from sample № 20 to sample № 9, in which the grade of alteration of substance is inversely proportional to depth; b) all these changes are quite analogous to those phenomena which are observed in the case of the surface weathering of aluminosilicates; c) as a result of a successive chain of alterations there appears a hard porous rock, in places of oolitic structure, containing gibbsite and may be other free hydrates of alumina, a rock analogous to laterite.

Thus it may be inferred that weathering was going on in the direction of lateritization and the given profile is a lateritic one. Some deviations from the regula-

rity of alteration are explained, probably, by the initial heterogeneity of the parent rocks.

THE PROFILE OF BORE-HOLE № 3086 OF THE TABASH DEPOSIT

As the preceding profile of outcrop № 3 is of insignificant thickness and the changes of the values of «Ki», «Ba» and cohesive H₂O are relatively small, the profile section of the bore-hole № 3086 was taken where the thickness of all the observed rocks is 11,85 m.

The section of bore-hole № 3086 is given in pages 32—35, the sample analyses on page 38.

Microscopical examination shows that above the horizon at 19,50 m, there occur fine earths, clays, composed of particles of green and colorless mica showing various grades of weathering, with admixture of rare small weathered particles of feldspar and single grains of quartz, rutile, tourmaline. Higher in the section this rock in samples №№ 45, 44 presents accumulations of minute powdery particles undefinable under the microscope. Further changes go in the line of loss by the rock of its plasticity (samples №№ 43, 42), and of growing dryness, stoniness, porosity, and appearance of oolite grains (samples №№ 33, 28, 24).

Microscopical examination for the first time reveals the appearance of gibbsite in sample № 43, the quantity of this mineral markedly increasing in the upper horizons.

A chemical analysis carried out by the same method as that applied to outcrop № 3 showed that «Ki» is continuously changing (diagram № 7) from 6,29 to 0,75 (8 times decreasing), «Ba» is continuously changing (see diagram № 8, № 9) from 0,68 to 0,032, i. e. almost 20 times decreasing, while the quantity of cohesive water increases 1,5 times (see diag. № 10).

An attempt was made by treating with 10% HCl and soda to trace out the change along the profile in the contents of sesquioxide hydrates, either free or forming unstable compounds with SiO₂, also of free hydrates of silica (see table of analyses, p. 45).

As a result of the application of these methods it was established that the quantity of free hydrates of silica in the last mentioned rocks is apparently quite insignificant while with respect to free hydrates of alumina the result is satisfactory only from the qualitative point of view, indicating the presence of free hydrates of alumina in the upper parts of the profile.

Thus the study of the section of bore-hole № 3086 shows, that all intermediate formations between the Upper Devonian clays or fine earths and the «bauxite rocks» represent nothing else as a continuous successive chain of alterations which both physico-mineralogically and chemically wholly coincide with those changes which are observed in the case of process of lateritic weathering.

Analyses of samples from bore-hole № 4075 studied by the author with the purpose of control give the same picture.

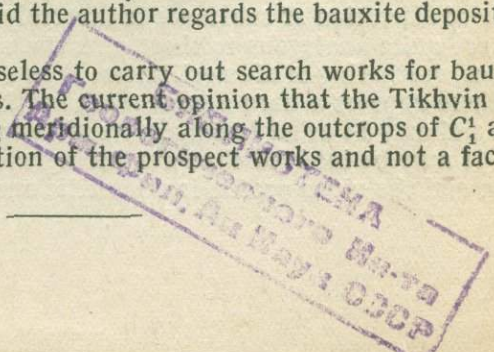
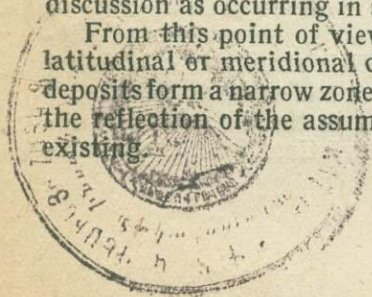
Geological premises which are now at the author's disposal do in no way contradict, but rather confirm the existence of favourable conditions for the formation of laterites.

By the works of our geologists a continental break ranging from the time of formation of the Famennian stage of the Upper Devonian to that of the Alexin stage of the Moscovian Lower Carboniferous is tentatively established according to the scheme shown in fig. 13.

Climatal conditions appear to have likewise been favourable for the widest and deepest depressions of the Upper Devonian beds along the borders of which the laterites occur, there lie black carbonaceous clays.

On the ground of all the aforesaid the author regards the bauxite deposits under discussion as occurring *in situ*.

From this point of view it is useless to carry out search works for bauxites in latitudinal or meridional directions. The current opinion that the Tikhvin bauxite deposits form a narrow zone trending meridionally along the outcrops of C₁ are only the reflection of the assumed direction of the prospect works and not a fact really existing.



Цена 4 руб.

ГР—65-5-4

551.3(А)

В-67

9 P.

5916