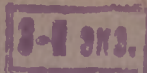


П- 499
6.81



А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 81. СЕРИЯ УРАЛЬСКОЙ КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ АН СССР (№ 2) 1947

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ
НА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ УРАЛА

Часть 2

И. И. ГИНЗБУРГ

ГЕОХИМИЯ И ГЕОЛОГИЯ ДРЕВНЕЙ КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ НА УРАЛЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первая часть этой работы посвящена описанию типов и морфологии древней коры выветривания на ультраосновных породах Урала. Предлагаемая вторая часть посвящена геохимии и геологии; она является непосредственным продолжением первой части и базируется на приведенном в ней фактическом химико-аналитическом и минералого-петрографическом материале.

Во второй части автор старался дать преимущественно теорию древней коры выветривания в ее современном представлении. Большой фактический материал, которым обосновываются взгляды автора, будет опубликован им и его сотрудниками в дальнейших работах, посвященных отдельным месторождениям и районам Урала.

Третья часть, подготовляемая к печати, касается минералогии древней коры выветривания, в особенности связанной с никелевыми месторождениями Урала.

Глава I

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В состав минералов коры выветривания гипербазитов входят следующие группы их: окислы и гидроокислы Si, Al, Fe, Mn, Ni, Co, Cr, Ti, Mg, V; карбонаты Ca, Mg, Mn^{II}, Fe^{II}, Co^{II}, Ni^{II}; сульфаты Ca, Fe, Ni, Al; фосфаты Ca, Mg, Al, Fe; водные силикаты Al, Fe^{II}, Fe^{III}, Mg, Ni. Кроме того, ряд элементов присутствует не в виде минералов, а в виде поглощенных комплексов, в особенности катионы K, Na, Mg, Ni, Co и анионы P, S, Cl. Наряду с минералами, кристаллически хорошо выраженными, встречаются коагели (смеси гелей отдельных минералов), а также раскристаллизованные разности этих смесей, образующие «гетерогенные минералы».

Характерно отсутствие в коре выветривания водных силикатов марганца и кобальта. Минералы, легко растворимые в воде, наиболее подвержены миграции и поэтому сохраняются в коре выветривания лишь при особо благоприятных условиях (в бессточных, засушливых областях). К ним относятся соли NaCl , KCl , Na_2CO_3 , K_2CO_3 , NiSO_4 , MgSO_4 , Na_2SO_4 и др.

Наиболее устойчивыми минералами в поверхностных частях коры являются окислы и гидроокислы Fe^{III} , Mn^{IV} , Mn^{III} , Si^{IV} , Ti^{IV} .

Среди минералов коры выветривания можно различать: 1) минералы — реликты первичных пород и термальных процессов, 2) минералы зоны катагенеза и 3) минералы зоны гипергенеза (коры выветривания). Последние являются или остаточными продуктами разложения первичных минералов, или продуктами выпадения из растворов, или же результатом взаимодействия поверхностных растворов с первичными и вторичными минералами. К остаточным минералам разложения мы относим гидратированные и выщелоченные разновидности первичных минералов, большую часть водных силикатов глинозема и железа, часть гидроокислов железа и кремнезема; из растворов выпадают те же минералы, а также водные силикаты магния и никеля, карбонаты, гидроокислы марганца, магния никеля, железа и алюминия; продуктами метасоматоза или обменной сорбции являются карбонаты, кварц, халцедон, хризопраз, часть магнийсодержащих никелевых силикатов.

Фаз гипергенного образования минералов коры было несколько. Первичные фазы связаны с самим образованием коры (водные силикаты железа и глинозема, магнезит, арагонит, халцедон, опал, гидроокислы железа), позднейшие — с разложением минералов коры (образование охр, остаточного кремнезема и др.), а также с миграцией в ионных растворах и в виде зольей, отдельных элементов или окислов, взятых в самой коре или принесенных извне (Mn , Ni , Co , Fe , SiO_2 , Al_2O_3 , CO_2 , SO_4), с образованием жильных галлуазитов, монтмориллонитов и бейделлитов, доломита, кальцита, гипса, магниевых и никелевых силикатов.

Минералы, встречающиеся в коре и в отдельных типах ее, сведены по зонам в фиг. 1. (Детальное описание дается в III части работы.)

МИНЕРАЛЫ КРЕМНЕЗЕМА

Кварц особенно распространен в коре выветривания в охристо-кремнистой зоне аккермановского, среднеуральского и уфалейского типа месторождений; в очень малом количестве и сравнительно редко он встречается также среди месторождений площадного типа распространения (халиловского) как в случаях нормального профиля, так чаще и в охристо-кремнистой зоне силицифицированного профиля. Отмечается особая приуроченность кварца к породам, которые раньше содержали карбонаты кальция (например к известнякам). Имеются псевдоморфозы кварца по кальциту, арагониту, хризотиласбесту, сепиолиту и т. д. Кварц встречается в нескольких генерациях: так, в охрах отмечается нарастание мелких кристалликов кварца на более крупных кристаллах; имеются совершенно неокатанные и не окрашенные окислами железа обломочки прозрачного кварца; наконец, встречаются прозрачные разновидности вправильных кристаллах. Из разновидностей кварца, кроме обыкновенного, присутствуют горный хрусталь, морион, железистый кварц. Кристаллы кварца заполняют жилы, прожилки, пустоты и нарастают на халцедон. Встречаются генерации кварца, образовавшиеся весьма поздно, уже после охр.

От гипергенного кварца следует отличать термальный кварц в прожилках свежих ультрабазитов, связанный большей частью с пироксенитами и пегматитовыми прожилками.

Халцедон встречается в месторождениях всех типов. Он заполняет трещины, облекает стенки пустот, образует плотные силифицированные сплошные кремнистые массы, встречается среди продуктов разложения как серпентинитов, так и пироксенитов, нередко дает почковидные агрегаты. Имеется несколько генераций халцедона, причем самая молодая иногда имеет форму натеков и корочек. Подобно кварцу и опалу, халцедон не наблюдается среди продуктов разложения габбро, габбро-амфиболитов и диабазов. Но среди силифицированных габбро и среди силифицированных пород вообще он, наравне с кварцем, составляет главнейший вторичный породообразующий минерал. В аккермановском и халиловском типах месторождений (в первом чаще, во втором реже) никельсодержащие зеленые халцедоны в виде хризопразов служат одной из составных частей руды. Хризопразы вовсе не встречаются или встречаются очень редко среди месторождений никеля верхнеуфалейского типа и вообще на Среднем Урале. Кобальтсодержащие халцедоны окрашены в синеватый, голубоватый или черный цвет. Содержание кобальта в них составляет сотые доли процента. Так же как и кварц, халцедон образует тонкие смеси с гидратами окислов железа в виде яшмовидных силифицированных пород (одновременное совместное выпадение).

Опал не встречается в сколько-нибудь заметном количестве в аккермановском типе месторождений, но он образует существенную часть профиля в нормальном халиловском типе (горизонт опала); имеются случаи, когда опаловые прожилки секут силифицированные породы. Опал бывает разных цветов и разной степени прозрачности: непрозрачные, бурожелтые (гидрофан), светло- или темножелтые, коричневые, слабо просвечивающие (печенковый опал), черные (смоляной), зеленые (празопал), молочные и других цветов. Нередко кремнезем в виде опала пропитывает магнезит и доломит или в большей или меньшей степени замещает последние.

Маршаллит (мучнистый кремнезем) образуется на стенках трещин, выполненных халцедоном и кварцем, в верхних горизонтах коры выветривания в результате выветривания этих минералов, а также (преимущественно) за счет разложения силифицированных известняков среди карста.

Опал преимущественно свойственен условиям кислого разложения, халцедон и кварц — щелочного и нейтрального.

Минералы кремнезема в нормальном профиле концентрируются в нижних горизонтах нонтронитизированных серпентинитов и в верхней части выщелоченных; так как минералы кремнезема после своего выпадения превращаются в труднорастворимые формы или слабо обратимые гели, то они доходят до самых верхних зон. Залечивание обломков кварца и нарастание новых генераций происходит в зоне полуторных окислов в результате последующих процессов. В зоне снэлитов, особенно среди каолинизированных пород, в большинстве случаев отмечается обратное явление — разъедание кварца.

МИНЕРАЛЫ ГИДРАТОВ ОКИСЛОВ

Из гидратов окислов, кроме окислов и гидроокислов железа, алюминия и марганца, предположительно присутствуют минералы $\text{Ni}(\text{OH})_2$, $\text{Cr}(\text{OH})_3$, $\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, которые как таковые пока самостоятельно еще не выделены.

Минералы гидроокислов железа (гётит, гидрогётит и гидрогематит) образуют в коре выветривания ее верхнюю часть: зону охр в нонтронитизированных серпентинитах, охристые зоны в разложённых габбро, охристо-кремнистую зону в среднеуральских типах коры. Кроме остаточного своего происхождения, в результате окисления магнетита, оливина, разложения ферритовых глин и т. п., они образуются и в результате позднейшего процесса замещения гидроокислами железа карбонатизированных и силицифицированных пород, а также известняков. В подобных охрах остаются многочисленные изъеденные остатки силицифицированных пород в виде их реликтов или более или менее крупного кварцевого песка. Аналогичный процесс разъедания происходит и при марганцовых окислах.

Остаточные охры содержат в качестве реликтовых минералов тальк, магнетит, хромшпинелиды, хлориты (клинохлор), чаще — халцедон, кварц, редко — никелевые силикаты. В переотложенных охрах, кроме этих минералов, присутствуют также и посторонние первичной породе и коре минералы (например, циркон, слюды и пр.). Путем позднейших инфильтрационных процессов в охрах может происходить усиление содержания марганца, никеля, кобальта, реже — прокремнение отдельных участков. В аккермановском типе месторождений охры содержат никелевые силикаты и галлуазиты, в уфалейском — глиноземистые железистые никельсодержащие галлуазиты.

Для минералов гидроокислов железа и марганца характерна разная степень их обезвоживания. Несомненно, что это может быть вызвано инсоляцией, но несомненно также, что имеются и другие факторы, обуславливающие ту или иную степень обезвоживания, появление того или иного минерала гидроокиси железа: с бокситами, например, часто ассоциируется гидрогематит, повышенное содержание которого наблюдается и у десилицифицированных разностей охр. В общем же наиболее обычен гидрогётит. Гётит образуется как в результате гидратации, так и в результате дегидратации. В качестве предположений можно отметить влияние на обезвоживание гидроокиси железа солей или других обезвоживающих веществ, степени щелочности среды, при которой образуются и существуют гидроокислы железа, степени проветривания трещин грунтовым воздухом и т. п.

О к и с л ы и г и д р о о к и с л ы м а р г а н ц а. Псилоделан-вады, пиролюзиты, асболоны встречаются в зоне охр и в верхних частях нонтронитизированных серпентинитов. В большом количестве конкреции, корочки и пленки марганцовых минералов концентрируются в делювиальных продуктах выветривания. Обычно индивидуализированные марганцовые минералы являются продуктами инфильтрации марганцовых растворов в нижележащие горизонты коры выветривания; они облекают стенки опалов, образуют тоненькие, быстро выклинивающиеся прожилки, встречаются в виде дендритов, точечных или более крупных пятен, пленок, корок, рубашек, почек и неправильных стяжений. Окислы и гидроокислы марганца обычно приурочены к охристым и охристо-глинистым зонам коры, где встречаются или в верхней их части или равномерно пропитывают пористые части остаточных охр.

На Среднем Урале концентрация марганца среди охр бывает столь значительной, что образуются отдельные гнезда омарганцованных глинистых охр или марганцовых руд. Силицифицированные породы и плотные железняки являются излюбленными участками, где концентрируются марганцовые и марганцово-железистые минералы. Зерна кварца нередко покрыты рубашками этих минералов. В ряде районов Южного Урала верхние горизонты кварцевых жил покрыты марганцовой шляпой. Окислы

марганца осаждаются нередко на поверхности известняков. Пирролюзит является продуктом последующего окисления вдоль трещин и пустот или же образуется в результате дегидратации псиломелана. Гидроокислы марганца обычно содержат никель и кобальт, причем в отдельных штуфных пробах содержание кобальта бывает настолько высоким, что подобные минералы можно назвать а с б л а н а м и. В пирролюзитах содержание кобальта ниже чем в псиломелан-вадах. Наибольшее содержание этого металла наблюдается в черных сажистых вадах. Большая часть кобальта присутствует в марганцовистых окислах в форме Co_2O_3 .

Гидрат закиси никеля не выделен в виде самостоятельного минерала. Его присутствие доказывается методами восстановления водородом при 300° , извлечением хлористым водородом, растворенном в метиловом спирте, вытеснением смесью хлористого аммония и аммиака, кривыми обезвоживания и нагревания. Количество $\text{NiO} \cdot \text{H}_2\text{O}$ весьма мало в нонтронитах и непуитах (2—3%), больше его содержится в гарниеритах (до 7—12%) и очень много в марганцовых минералах (до 50 и более % от содержания NiO) (Гинзбург, Снопва, 1944).

Присутствие гидрата окиси хрома и титана количественно обнаруживается извлечением Cr_2O_3 и TiO_2 10% соляной кислотой при нагревании на водяной бане в течение двух часов. В породах, более разрушенных, Cr_2O_3 и TiO_2 , извлекаемых соляной кислотой, больше, чем в менее разрушенных.

Часть извлекаемой окиси хрома связана с нонтронитами (хромовые нонтрониты), часть с метаморфизованными хромшпинелидами. Хромшпинелиды встречаются и в зоне охр, но все же большая или меньшая их часть успевает метаморфизоваться, не доходя до зоны охр, причем FeO окисляется в Fe_2O_3 . Метаморфизованные хромшпинелиды находятся среди свежих пород, а также появляются на горизонте выщелоченных пород и даже в зоне магнезита, окисление происходит в условиях щелочной среды, в дальнейшем количество метаморфизованного хромшпинелида увеличивается, но в зоне полуторных окислов (охр) в результате вымывания Cr_2O_3 (при pH 5.0 и ниже) оно вновь уменьшается.

Следует отметить обнаруженный Грицаенко в Ново-Аккермановском месторождении (1943) с т и х т и т $\text{MgCO}_3 \cdot 5\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{Cr}(\text{OH})_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ в виде криптокристаллических густолиловых агрегатов в прорастании с керолитом.

Трудно указать, где начинается разложение минералов, содержащих титан, но лейкоксен появляется уже в нижних горизонтах профиля выветривания, а растворимая в кислотах форма гидроокиси титана хорошо выражена уже в зоне нонтронитов (сиферритов), и в дальнейшем количество растворимой окиси титана увеличивается. TiO_2 концентрируется вместе с Al_2O_3 в водных силикатах Al и особенно в $\text{Al}(\text{OH})_3$.

Свободные гидроокислы глинозема в коре выветривания на Урале пока не обнаружены, может быть потому, что они не были объектом специальных исследований.

Б р у с и т $[\text{Mg}(\text{OH})_2]$ встречается преимущественно среди свежих серпентинитов; образование его связано с гидротермальными процессами или с зоной катгенеза.

КАРБОНАТЫ

Из карбонатов в коре выветривания ультрабазитов первое место занимают магнезиты, следующие места — арагонит и доломит, самое последнее — кальцит. Среди разложенных габбро карбонаты в виде отдельных горизонтов не встречались.

К а л ь ц и т распространен в месторождениях аккермановского типа, реже в месторождениях халиловского типа. Встречается в нескольких генерациях. Более древняя генерация разъедает и часто даже замещает кварц, более молодые — сидят на кварце, арагоните, доломите и магнезите в виде корок, пленок и т. д.

Плотный доломит наиболее развит в Аккермановском месторождении, где он выполняет трещины в сетчатом серпентините, заменяя нередко серпофит, хризотиласбест и другие минералы. Встречается он и в месторождениях халиловского типа, замещая магнезит. В последнем типе коры находится также натечный доломит, выполняющий пустоты и трещины.

А р а г о н и т наблюдается в виде игольчатых, шестоватых асбестовидных и сфероидальных звездчатых форм. Мелкие сфероидальные скопления его, покрывающие стенки трещин, являются обычно наиболее поздними. Образование арагонита проходило через коллоидную фазу, судя по тому, что в сферолитах его встречаются трещины высыхания, выполненные иногда арагонитом вторичной генерации.

Характерно образование арагонита в месторождениях халиловского типа. Он появляется и при выветривании пироксенитов. Несомненно, его образование связано с особыми генетическими условиями, может быть с присутствием солей магнезия. Арагонит приурочен большей частью к капиллярной зоне и выпадает, вероятно, благодаря значительной концентрации в ней солей магнезия.

М а г н е з и т встречается в виде жил, гнезд, почек. Часто он имеет колломорфное строение (джиобертит). Образование магнезита происходило в течение нескольких фаз, из них первая — весьма древняя, так как встречаются жилы магнезита, подвергшиеся последующим тектоническим смещениям. С глубиной жилы магнезита выклиниваются.

Наряду с магнезитом химические анализы и термические исследования открывают присутствие небольших количеств **г и д р о м а г н е з и т а**, свидетельствующих о той стадии, через которую происходило образование магнезита.

П и р о а у р и т $[MgCO_3 \cdot 5Mg(OH)_2 \cdot 2Fe(OH)_3 \cdot 4H_2O]$ встречается редко.

Б р е й н е р и т крайне нестоек на поверхности, быстро окисляется и поэтому в зонах коры выветривания почти не сохраняется. Легкая окисляемость брейнерита обуславливает появление гидроокислов железа уже в самых глубоких горизонтах коры выветривания; его присутствие или отсутствие в талько-карбонатных породах является лучшим реакгентом, доказывающим присутствие или отсутствие кислорода в грунтовой воздухе. Легкая окисляемость брейнерита является причиной обожжения и ожелезнения талько-карбонатных кор.

К а р б о н а т ы Co, Ni, Mn в зоне аэрации среди древней коры выветривания неустойчивы и в исследованных нами районах не встречаются. Они сохраняются лишь под водой в отсутствии кислорода или в сильно засушливых областях; в условиях же влажного климата они окисляются и легко гидролизуются.

СУЛЬФИДЫ

В коре выветривания сульфиды встречаются чаще всего среди свежих неразложившихся пород. Скорость и полнота окисления уменьшается в направлении от миллерита $\rightarrow$ пентландиту $\rightarrow$ пирротину $\rightarrow$ пириту.

Если сульфид включен в кварц, то он сохраняется даже в зоне окр. В присутствии органических веществ (углистых осадков) образуются

вторичные сульфиды не только железа (марказит, пирит), но и никеля (миллерит, бравоит, виоларит), которые сохраняются под уровнем грунтовых вод (Гинзбург, 1943).

СУЛЬФАТЫ И ФОСФАТЫ

Сульфат кальция — гипс встречается в коре выветривания как инфильтрационный продукт, выпавший в более сухое время года в трещинах и пустотах, которые затем закупоривались; сульфаты глинозема известны в виде квасцов в сланцах и в виде *алуни́та* в глинах. Гипс и сернокислый глинозем отличаются сравнительно кратковременным существованием.

Образование *рози́та* и основных сульфатов цветных металлов большей частью связано с рудными месторождениями и здесь не подлежит рассмотрению. Укажем лишь на $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (*моренозит*), образующийся обычно при окислении сульфидов никеля, особенно вторичных, залегающих среди углистых глин и песков мезо-кайнозойского возраста.

Сульфат кобальта ($\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), известный под именем *биберита*, как и соответствующий ему никелевый сульфат, существует недолго — временно в силу их легкой растворимости; существование обоих эфемерно.

Сульфат марганца (*меланерит*) в коре выветривания силикатных пород пока не обнаружен.

Фосфаты в коре выветривания встречаются не только в виде реликтов зерен апатита, но и в виде других минералов, например *каллофана*, не говоря уже о возможном существовании фосфатов глинозема, марганца, лития, железа и магния.

СИЛИКАТЫ

В коре выветривания, кроме обычных реликтовых силикатов, встречаются гидратированные и частично выщелоченные реликтовые силикаты, а также водные силикаты, образованные в самой коре.

Водные силикаты коры можно разбить на следующие группы: 1) водные феррисиликаты, 2) водные алюмосиликаты, 3) водные силикаты магния и никеля. Водные силикаты кобальта и марганца в коре выветривания неизвестны.

Не касаясь деталей результатов наших исследований минералов коры выветривания, которые будут изложены в следующем выпуске, остановимся здесь только на основных положениях, необходимых для понимания дальнейших глав этой работы.

Водные феррисиликаты в коре выветривания представлены группой ферримонтмориллонитов и ферригаллуазитов.

Первая группа известна под именем «*нотро́ниты*». Наши исследования показали, что они состоят из минералов, по химическому составу соответствующих ферримонтмориллонитам и феррибейделлитам. Первые имеют буро-желтые, темнозеленые и темные цвета, вторые — зеленые, серо-зеленые и т. д. Блеск жирный. Слабо просвечивают. Под микроскопом они представляют чешуйки бурого или светлобурого, а также темнозеленого или зеленого цвета. Показатель преломления $N_p = 1.527—1.562$, $N_g = 1.551—1.585$, двупреломление равно или $0.023—0.028$, изредка до 0.048 , или $0.004—0.007$. Первый тип — с большим двупреломлением преимущественно возникает при разложении серпентинитов, второй — при разложении пироксенов. Последний тип обычен для феррибейделлитов, первый — для ферримонтморилло-

и т о в. Среди феррибейделлитов имеются два типа: более железистый и слабо глиноземистый и менее железистый, содержащий значительное количество глинозема. Для всех этих минералов характерно большое количество воды, выделяющейся при 100° (14—18%); меньше воды выделяется при температуре от 100 до 200° (1—2.2%) и несколько больше (4—5%) при температуре выше 200° . Характерны эндотермические останки при $150—180^{\circ}$ и $420—580^{\circ}$ (в зависимости от содержания Al_2O_3 и типа минерала) и экзотермические при $855—890^{\circ}$. Во всех нонтронитах содержится Cr_2O_3 в количестве 0.5—0.6%. При большем содержании Cr_2O_3 образуются хромовые нонтрониты с повышенным содержанием глинозема. Содержание NiO составляет 0.3—3.0%, чаще около 1—1.5%. Кобальта содержится весьма мало и лишь тогда, когда имеется MnO . Эти минералы легко разлагаются в кислотах и обладают исключительно интенсивной адсорбционной обменной способностью вообще и по отношению к никелю в частности. Они являются основной рудой в халиловско-кемпирсайском типе месторождений, причем обычно ферримонтмориллонитовые разности более богаты никелем, чем феррибейделлитовые.

Ферригаллуазиты $[Fe_2(Al_2)O_3 \cdot 2SiO \cdot 2H_2O \cdot nH_2O]$ особенно развиты на Среднем Урале среди всех типов коры на ультраосновных породах. Они встречаются в виде плотных, а также землистых масс бурого, шоколадного, зеленого и желтого цвета; плотные разности имеют раковистый излом, в воде растрескиваются на мелкие осколки. Они то изотропны, то агрегативно поляризуют. Показатель преломления меняется от 1.500—1.551 до 1.600. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 6 до 10—18%, содержание NiO от 0.35 до 3%, а в богатых ими разностях — до 18—29% NiO ; их называют «никелевыми ферригаллуазитами».

Водные алюмосиликаты представлены монтмориллонитом, бейделлитом, галлуазитом, каолином, аллофаном и соответствующими никелевыми разностями.

Монтмориллониты и бейделлиты (глиноземистые) встречаются среди глин, покрывающих кору выветривания и в виде прожилков среди разложенных габбро и серпентинитов. Они же образуют продукт разложения жильных основных пород на Среднем Урале и слагают ряд миоценовых глин на Южном Урале. Эти минералы входят также в качестве составной части в глинистую фракцию кремнистых сланцев. Нередко они встречаются вместе с галлуазитом или каолином. Типичные их разности имеют характер метаколлоидов.

Галлуазиты пользуются среди остаточной и переотложенной коры значительным развитием, они являются наиболее обычным продуктом разложения лейкократовой части пород семейства габбро и тогда имеют землистый вид, кроме того, встречаются в прожилках как продукты выпадения из водных растворов, в виде плотных масс с раковистым изломом. Галлуазит является основным минералом пестроцветных глин в месторождениях халиловского типа. В случае замены Al^{III} в решетке минерала на Fe^{III} образуются ферригаллуазиты. Ферригаллуазиты широко развиты среди карстовых алевроитов Среднего Урала; они являются здесь основной составной частью глинистых охр, образующихся на серпентинитах апоперидотитового типа. Никельсодержащие галлуазиты и ферригаллуазиты обычно приурочены к контакту с известняками, существующими или вытаявшими. И те и другие на Южном Урале встречаются крайне редко. Существование галлуазитов, а также бейделлитов и монтмориллонитов в виде прожилков, секущих кору выветривания, говорит о продолжающемся их образовании путем выпадения из водных растворов и после образования коры.

Каолиниты представлены продуктами разложения как кислых пород, так и основных (в условиях более кислых сред). Продукты перераспределения остаточных каолинитов широко развиты среди осадочных пород юрского, мелового и третичного (палеогенового) возраста.

На Старой Аккермановке (Орско-Халиловского района) в углублениях карстов был встречен В. А. Вахромеевой леверриерит.

Аллофаны констатированы М. И. Ожеговой (1943) среди нонтронитов Кемпирсайского массива.

Гидраргиллит обнаружен на Южном Урале в составе бокситового месторождения, покрывающего осадочные железные руды и кору выветривания серпентинитов в Восточном Кемпирсайском месторождении никеля, а также среди юрских отложений Кзыл-Сайского месторождения огнеупорных глин, у 2-го Милютинского совхоза на Шевченковском массиве, в районе Гогинского массива на Переволоченском месторождении бокситов и в виде прожилков и вкраплений гидраргиллита среди железных руд Халиловского и Айдырлинского районов. На Среднем Урале бокситы приурочены к впадинам среди каолиновых глин и песков нижнемелового возраста.

Водные силикаты магния и никеля. Среди водных силикатов магния и никеля выделяются следующие группы минералов (табл. 1).

В отношении содержания воды среди водных силикатов магния можно

Таблица 1

Водные силикаты магния и никеля

Группа	RO : SiO ₂	Никельсодержащие разновидности	N	Остановки	
				эндотермические maxim.	экзотермические maxim.
Серпентиновая $3RO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$	1.5	Непуит Ревдинскит	(1.50—1.55) (1.620— —1.640) ¹	600—630° (100—140° 590—630° 930—1000°)	800—840° (1200°)
Хризотил Антигорит Серпсфит Церматит		Никелевый Никелевый	(1.541—1.570) 1.520	650—690°	795—825°
Девейлитовая $4RO \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$ Керолитовая $RO \cdot SiO_2 \cdot H_2O$	1.33	Никелевый Гарниерит	1.511—1.531 (1.556) 1.519—1.620	120°, 650° (110—150° 600—630° 950—990°)	790—900° (1100—1130°)
	1.00	Керслит	α 1.529—1.557 (1.576) β 1.510—1.514	700° 150—160° 650—690° 770—820(?) 840—850° 900°	785° 825—840°
Тальковая $3RO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$	0.75	—	1.539		
Сепнолитовая $2RO \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$	0.66	Никелевый	1.500—1.516 (1.522—1.529)	110—120° 110,780— 840°	890°

¹ В скобках даны никелевые разности.

различать двуводные, одноводные и полуводные формы; для никелевых силикатов двуводных форм совершенно нет (см. табл. 1). За исключением хризотила, антигорита и талька, все остальные водные силикаты магния образуются в результате гипергенных процессов путем воздействия SiO_2 -или MgO -содержащих вод как на серпентин и тальк, так и на карбонаты (кальцит, доломит). Все никелевые силикаты являются гипергенными, они или связаны с процессами замещения и гидратации или выпадают из водных растворов.

Х л о р и т ы среди никелевых месторождений встречаются: 1) в контактах пироксенитов с серпентинитами, 2) в прожилках среди пироксенитовых жил, 3) среди разложенных серпентинитов и амфиболитов, 4) в сланцах. В первых 3 случаях в несколько выветрелом состоянии они содержат низкотемпературную воду и в результате обменной адсорбции с MgO обогащаются никелем. Хлорит среди разложенных серпентинитов по своим оптическим свойствам и химическому составу соответствует обычно лейхтенбергиту или пеннину. Хлорит, возникший за счет бастита, особенно заметен в разложенных и превращенных в охры серпентинитах. В габбро-амфиболитах и близких им породах хлоритизации подвергаются моноклинные пироксены, роговые обманки и актинолиты, причем хлориты представлены как пеннином, так и клинохлором. Легче всего выветриваются пеннины, труднее клинохлор. При выветривании происходит окисление FeO , частичный вынос MgO , уменьшение содержания высокотемпературной воды и увеличение низкотемпературной. В кривых нагревания появляется соответствующая низкотемпературная остановка: в конечных продуктах разложения исчезают эндотермические хлоритовые остановки при $600\text{--}690^\circ$ и $790\text{--}820^\circ$, которые замещаются остановкой галлуазитовой при $550\text{--}560^\circ$; экзотермическая остановка при $820\text{--}840^\circ$ удерживается довольно прочно, но затем и она исчезает и появляется галлуазитовая при 900° и выше. Точно так же в дебайграммах ослабляются линии хлорита и появляются линии галлуазита. Д ж е ф ф е р и з и т ы, ш у х а р д и т ы и н и к е л е в ы е х л о р и т ы представляют, согласно нашим исследованиям, гидратированные хлориты, где часть MgO замещена NiO . Отношение $\text{SiO}_2 : \text{RO}$ колеблется в пределах $0.8\text{--}0.9$; для сильно разложенных никелевых хлоритов — до $1.25\text{--}1.60$. В некоторых месторождениях под кровлей габбро никелевые хлориты относятся к числу основных компонентов никелевых руд.

Н и к е л и с т ы е т а л ь к и представляют собою тальки, более или менее проросшие серпентином, в котором большая или меньшая часть магния замещена никелем. Оптические свойства для разностей с очень высоким содержанием никеля, порядка нескольких процентов, остаются такими же, как у талька; в 25% H_2SO_4 серпентинитовая и никелевая часть выщелачиваются, тальк же остается неизменным.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Минералы коры выветривания отличаются рядом особенностей. Прежде всего среди них развиты коллоидные формы, почти полностью отсутствующие в минералах пневматолитического и гидротермального происхождения. Каждому кристаллизованному минералу соответствует какая-либо аморфная форма. Чрезвычайно развиты минералы непостоянного состава, обязанные своим происхождением самым разнообразным причинам. Среди этих минералов можно различать:

1) содержащие твердые растворы воды в минерале или межплоскостную воду, образующие гидратированные формы минерала; они характеризуются наличием низкотемпературной воды, выделяющейся при температуре от 100 до 200° ;

- 2) продукты обмена одних оснований на другие;
- 3) продукты замещения оснований сольватизированным водородом (выщелоченные без разрушения решетки минералы).

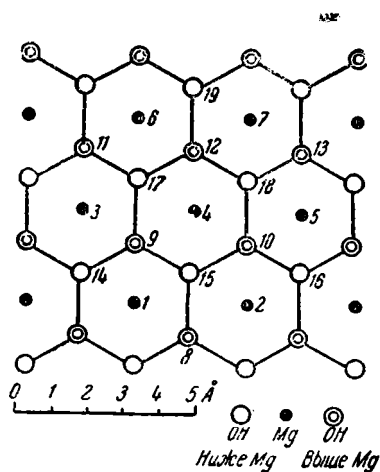
Кроме того, встречаются:

- 1) диссоциационные системы, образующиеся в результате выделения каких-либо фаз из первичного минерала в нем же (Вернадский, 1910);
- 2) физические смеси — продукты частичного или полного распада минерала на составляющие его компоненты без нарушения однородности минерала (Вернадский, 1910).

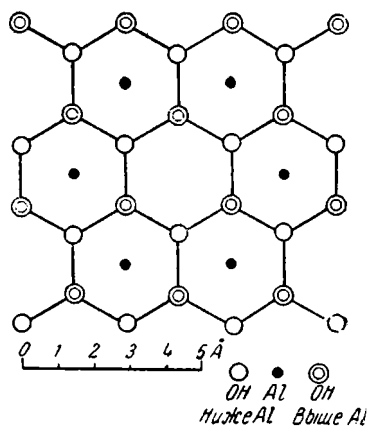
Целесообразно различать три фазы состояния минералов в гипергенной зоне: 1) фазу коллоидную, 2) фазу кристаллическую и 3) фазу тонкодисперсную (криптокристаллическую), переходную от первой ко второй. В каждой из этих фаз состав минералов может быть постоянным — «стабильным» или «переменным» (Седлецкий, 1941). Последний особенно свойствен коллоидным и тонкодисперсным фазам.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МИНЕРАЛОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кристаллические решетки всех минералов водных силикатов гипергенной зоны построены по принципу слоистых решеток. «Сдвоенные и процемментированные слои являются основной чертой строения обширного



Фиг. 2. Структура брусита. Проекция одного слоя магне-гидроксильных октаэдров на (100).

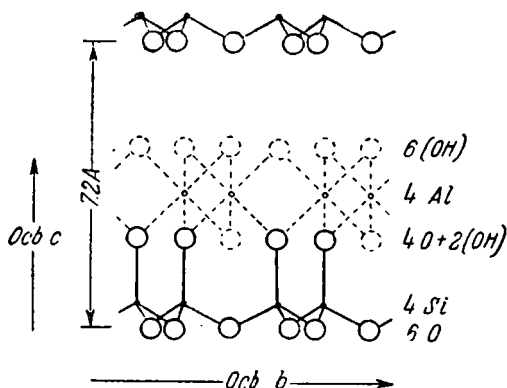


Фиг. 3. Идеальная структура гидраргиллита. Проекция одного слоя алюмо-гидроксильных октаэдров на (001).

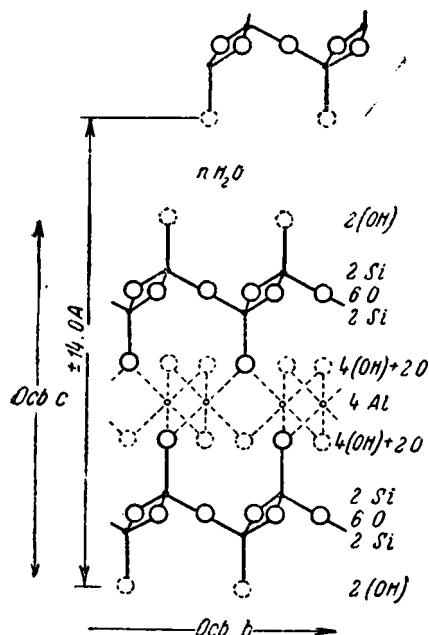
минерального семейства слюд, талька, каолина, хлоритов и родственных им пластинчатых минералов» (Гассель, 1936). Слоистой же решеткой обладает брусит, $\text{Mg}(\text{OH})_2$, и гидраргиллит, $\text{Al}(\text{OH})_3$ (фиг. 2 и 3). Все основные минералы выветривания характеризуются исключительно хорошо выраженной спайностью параллельно плоскости, включающей в себе периоды идентичности слоев Si_2O_5 , $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$ и $\text{Al}_2(\text{OH})_6$. Эта спайность обусловлена тем, что силы, связывающие Si с O, весьма значительно по сравнению с силами, связывающими плоские пакеты между собой в перпендикулярном направлении. Если слои Si_2O_5 спаривать только с одним слоем

$\text{Al}_2(\text{OH})_6$, то получается пакет каолина $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ (фиг. 4), если с двумя слоями — монтмориллонита $\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ (фиг. 5). Если вместо $\text{Al}_2(\text{OH})_3$ взять в последнем случае $\text{Mg}(\text{OH})_2$, то получается структура талька $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ (фиг. 18), если же связать слои $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$ только с одной стороной со слоем Si_2O_5 , то получаем антигорит $\text{Mg}_3(\text{Si}_3\text{O}_5)(\text{OH})_4$. В серпентинах составляющие пакеты попарно обращены друг к другу своими гидроксильными группами (фиг. 17 б).

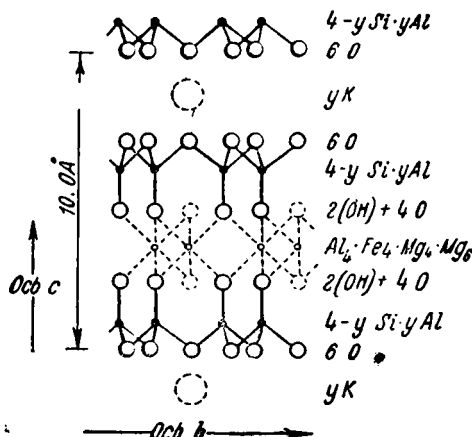
Если заместить в монтмориллоните четвертую часть атомов Si на Al, то освобождаются соответствующие связи — на каждый атом Al одна электростатическая связь; замещая ее одновалентным катионом, например калием, получаем структуру, соответствующую мусковиту (иллиту), с формулой $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_2$ (фиг. 6). Из трех атомов Al в мусковите один входит, таким образом, в четверную, остальные два — в шестерную коор-



Фиг. 4. Каолинит $(\text{OH})_6 \text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$. Схематическое изображение кристаллической структуры каолинита (по Гофману).



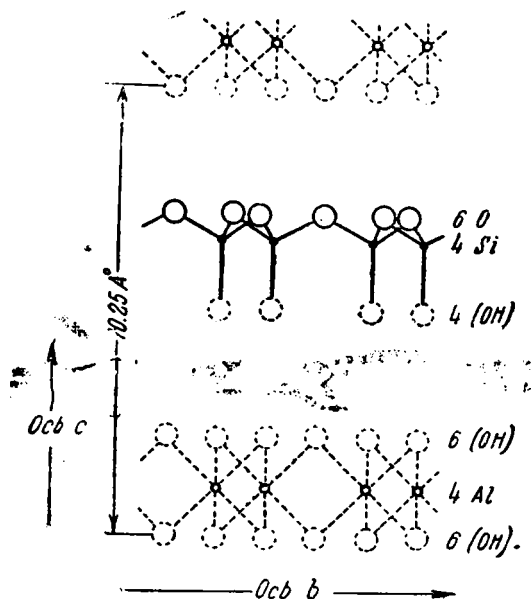
Фиг. 5. Монтмориллонит $(\text{OH})_{12}\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{16}n\text{H}_2\text{O}$. Схематическое изображение кристаллической структуры монтмориллонита (по Гофману).



Фиг. 6. Иллит $(\text{OH})_2\text{K}(\text{Al}_2\text{Fe}_4\text{Mg}_4\text{Mg}_6(\text{Si}_3-y\text{Al}_y)\text{O}_{20})$. Схематическое изображение кристаллической структуры иллита (по Гримму).

динацию; одновалентные катионы K не входят в состав пакетов, а располагаются между ними, по одному между каждыми двумя пакетами.

Вместо вандерваальсовских сил, которые в предыдущих минералах связывали отдельные пакеты друг с другом, здесь имеется уже ионная связь. Все это отражается и на поведении минералов при процессах выветривания, которые в подобных минералах идут послойно, лучшим примером чему может служить леверрьерит, где отдельные слои перешли в каолин, другие же сохранили состав мусковита.



Фиг. 7. Галлуазит $(\text{OH})_{16}\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_6$
(по Гримму).

Решетку, близкую к каолину, но не идентичную имеет галлуазит (фиг. 7); отдельные связи в галлуазите значительно ослаблены по сравнению с каолинитом, что сказывается на его большей растворимости, выщелачивании Al_2O_3 и т. д.

Глава II

МЕХАНИЗМ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Механизм процессов выветривания очень сложен. В основном можно полагать, что он начинается с физических моментов поглощения газов (углекислоты, кислорода, паров воды) и, возможно, также с биологических процессов (развитие микроорганизмов). Физические моменты ведут, с одной стороны, к изменению физического состояния породы: разбуханию, разрыванию электростатических связей и созданию источника энергии, необходимого для эндотермических реакций; с другой стороны, эти физические моменты являются переходными моментами к химическим реакциям: то же поглощение газов ведет и к окислению и к разложению минералов, та же абсорбция паров ведет и к гидратации. Внешние электростатические и капиллярные силы предопределяют собою в первый момент течение физических процессов, преимущественно адсорбционных, но как

только посторонние до того ионы вступают в орбиту влияния внутренних электростатических сил решетки минерала, сейчас же начинается взаимодействие между пришлыми ионами и хозяевами решетки и стремление к установлению нового равновесия; коллоидные реакции переходят в химические, а гидратация решетки освобождает необходимую энергию для этих реакций.

По вопросу о процессе образования продуктов выветривания существуют две точки зрения. Одна точка зрения предполагает, что новообразующиеся минералы выветривания связаны постепенными переходами с материнскими, большей частью в результате гидролитического разложения минералов, другая — что они образуются путем полного разложения первичных минералов и создания новых из отдельных окислов, освободившихся при распаде минералов (синтетический путь образования).

ПРОДУКТЫ РАЗЛОЖЕНИЯ

Выветривание в результате разложения, большей частью гидролиза, может идти по линии:

1) полного распада решетки минералов, причем тетраэдры кремния стремятся остаться частично в нерастворимом остатке в той связи, в которой они находились между собой, т. е. в виде SiO_4 , Si_2O_3 , Si_2O_5 , Si_4O_{10} и т. п., а все остальные элементы выносятся; в результате мы получаем «поликремневые» кислоты Чермака;

2) распада на отдельные слои кремневых кислот и прокладок (гиббсита, брусита, гетита и т. д.), которые переходят в раствор лишь частично, остальное остается в «нерастворимом остатке»;

3) перехода Al или Fe из четверной координации в шестерную или обратно путем замещения в тетраэдре кремния алюминием и железом с освобождением свободной валентности, которая компенсируется соответствующими катионами (K, Na, H);

4) замещения отдельных элементов внутри решетки, например, 2 Al''' на 3 Mg, Al''' на Fe'', K на H·H₂O;

5) катионным и анионным обменом, в первую очередь замещением водородом и гидратацией, и в связи с этим гидролизом растворимой части силиката.

В самом механизме разложения силикатов, совершающегося в пределах решетки минералов, имеются разные случаи.

В первом случае нерастворимый остаток образуется вне решетки минералов. В качестве примера возьмем разложение водой волластонита, когда происходит частичное растворение минерала, за которым следует его гидролиз (Tamm, 1930).

Во втором случае нерастворившийся остаток образуется в элементарных ячейках самого минерала. Для того чтобы понять, как при этих условиях нерастворимый остаток может остаться в минерале, сохранять его структуру, следует предположить, что растворение силиката, его гидролиз и выпадение нерастворимых остатков происходит не раздельно во времени и в пространстве от исходного минерала, а почти в одно и то же время в самом исходном минерале; из последнего выносятся только то, что остается в растворе после гидролиза (т. е. основания). О том, что подобные условия вполне возможны, свидетельствует то обстоятельство, что процесс разложения силиката носит мгновенный характер, как это видно из наших опытов по определению pH минералов (Гинзбург, 1942), из опытов акад. Гребенщикова (1937), а также из опытов Крюгера над лейцитом, когда при электролизе проводимость раствора мгновенно

поднималась с 0.6 МА до 68 МА, чтобы затем, благодаря образовавшейся защитной пленке, начать снижаться сперва быстро, потом все медленнее. Это быстрое нарастание проводимости следует приписать спонтанному переходу ионов калия в раствор. В результате по лейциту образуется псевдоморфоза кремнезема.

Возможен и третий смешанный случай, когда часть реакции совершается среди ячеек кристалла, а часть вне их.

Наконец, в четвертом случае превращение одного минерала в другой может совершаться в самой решетке без перемещения нерастворимой части его вне решетки и может быть связано с ионными реакциями, которые совершаются в самом минерале (реакции обмена, замещения).

При гидролизе силикатов образуется защитная реакционная пленка, она представляет собой остаточный продукт разложения. Окончательный состав пленки устанавливается после того, как прореагирует все ядро, включенное в нее. При благоприятных условиях толщина пленки будет расти и может в конце концов принять форму минерала, которую она обволакивала, т. е. образовать псевдоморфозу.

Скорость растворения или разложения в силу анизотропности в большинстве минералов может быть в разных направлениях разная, и разные ионы могут извлекаться с разной скоростью, иначе говоря, толщина пленки и скорость ее развития в разных точках может быть не одинаковой. Это доказано опытами акад. Гребенщикова (1937) над разложением водой разных минералов на разных плоскостях, когда у испытуемых минералов пленки в разных направлениях образовывались разной толщины и в разное время.

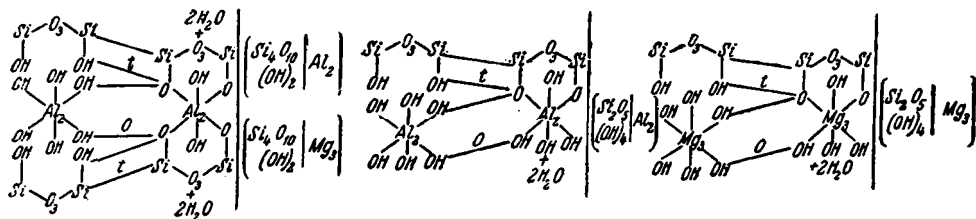
Разрушение решетки в зависимости от среды начинается с тех ее частей, которые менее прочны, или с тех ионов, которые обладают более слабой электростатической связью или менее глубоко сидят.

Весьма интересны представления Р. Э. Ниггли (1939) о структуре разложения силикатов и образования глин. Он исходит из кристалло-химического строения силикатов. Разложение полевого шпата, например анортита, в гидрогели Ниггли представляет себе таким образом, что выносятся только один катион (Са), переходящий целиком или частично в раствор, причем в результате «гидратации» или «гидролиза» происходит частичное распадение алюмосиликатного аниона. Al с ионами гидроксила образует комплексы таким образом, что каждый Al октаэдрически окружен гидроксидными; оксигидроксиды Si и гидроксиды Al соединяются в коллоидальные комплексы, нередко с телеобразной структурой. Но все же оба соединения имеют тенденцию образовать истинные растворы и стремятся сочетаться в кристаллические соединения (фиг. 8).

Минимальная перестройка решетки происходит при превращении слюды в каолины, хлоритов в галлуазиты, т. е. при изменении минералов со слоистой решеткой. Здесь мутабельность достигает максимальных размеров. При этом, по мнению Ниггли, существуют очень важные для химии минералов выветривания конгруэнтные соотношения. Величины боковых граней октаэдров Al(OH) и Mg — (OH) и тетраэдров Si — O одинаковы. Кремневые тетраэдры с тремя атомно-кислородными мостами и одним O, имеющими одну связь, так же как и гидрагиллит Al₂(OH)₆ и брусит Mg(OH)₂, образуют свои, приспособляющиеся друг к другу пакеты с двойными и тройными слоями (фиг. 9).

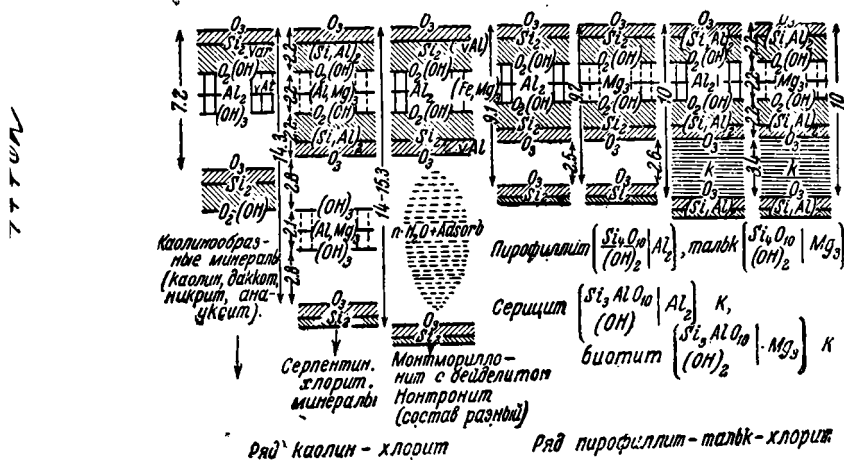
Распад решетки протекает по наиболее легким связям, при этом при выветривании наблюдается тенденция к образованию связанных между собой тетраэдрических пакетов Si — O. Оливин, у которого тетраэдры кремния между собой не связаны, особенно легко выветривается. Авгиты и роговые обманки состоят из цепочек и лент тетраэдров SiO₄, связанных

между собой более или менее октаэдрически посредством Mg, Ca, Fe и Al. Часть Al может заменить Si. Прежде всего гидролизуются Fe, Mg, Ca и Al, отчего решетка минерала распадается; постройка новой решетки ведет в первую очередь к образованию водусодержащих минералов магния (со слоистой решеткой), причем часть Mg и Fe (поскольку последний не окисляется) образует с Al гидроксильные комплексы.



Фиг. 8. Пример сочетания различных гидрогелей в основные алюмосиликатные ионы.

Превращение ортоклаза в каолинит, микроскопически хорошо прослеживаемое, до сих пор нельзя вывести из структуры полевого шпата, так как мы имеем здесь две принципиально разные структуры. Ниггли указывает, что «при определенных обстоятельствах, несомненно, химиче-



Фиг. 9. Слоистые решетки (по Ниггли).

ское выветривание полевого шпата может воспроизвести наново структуру комплексной слюдообразной постройки», но он все же не выводит ее из структуры полевого шпата.

Что касается взаимной связи структур слюдистых и глинистых минералов со слоистой решеткой, то близость их структур указывает на возможность взаимных переходов. Это хорошо видно на построениях Ниггли (фиг. 9).

ПРОДУКТЫ СИНТЕТИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ

В геохимической литературе высказывается мнение, будто образование продуктов выветривания может протекать только синтетическим путем. Впервые это положение обосновал Шварц (1925, 1933), утверждавший,

что превращение полевого шпата в каолин, даже в гидротермальных условиях, совершается путем распада последнего на отдельные окислы, Al_2O_3 и SiO_2 , и коагуляции этих окислов в новый минерал, позднее выкристаллизовывающийся в каолинит.

Недавние опыты Корренса, Энгельгардта (1938), Нагельшмидта (1939) и других подкрепляют предположение Шварца и показывают, что 1) часть силикатов в процессе выветривания переходит в раствор (одни минералы в большей степени, другие в меньшей), 2) перешедшие в раствор части силикатов гидролизуются, 3) нерастворимая или трудно растворимая часть выпадает или остается в осадке в виде золь SiO_2 и R_2O_3 , количество которых зависит от степени их растворимости при данных pH, температуре, размере зерен, скорости выноса продуктов реакции и т. п., так что образующаяся пленка не имеет определенного стехиометрического состава, 4) находящиеся в осадке продукты образуют защитную пленку или реакционный слой на поверхности первичного минерала, 5) псевдоморфоз по первичному минералу не наблюдается. Приведенные опыты не сопровождались проверкой полученных результатов термическим и рентгенографическим анализом, за исключением недавно появившейся работы Армстронга (1940), которая дала противоположные результаты, подтверждающие образование каолина из полевых шпатов. Однако полученные этими опытами данные не совсем убедительны, так как нет уверенности, что в этом опыте не было каких-нибудь переходных стадий, не улавливаемых примененными методами исследования.

Келли (1942) также высказался за синтетическое образование глинистых минералов.

То, что синтетическое образование минералов коры выветривания имеет во многих случаях место, не подлежит сомнению (жильные образования). Вопрос сводится к тому, только ли одним этим процессом ограничивается образование коры, не участвуют ли в них также и процессы гидролиза. Имеющиеся данные достаточно убедительно доказывают как возможность гидролиза первичных силикатов, так и возможность синтетического образования продуктов, причем оба процесса часто сопряжены друг с другом.

Глава III

СТАДИЙНОСТЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Еще 30 лет тому назад в сборнике, посвященном 25-летию научной деятельности В. И. Вернадского, А. Е. Ферсман (1913) сделал первую попытку охарактеризовать область минералов переменного состава, связанных с процессами выветривания, назвав их «мутабельными» соединениями, под которыми он подразумевал такие соединения, в которых, при сохранении основной формы строения кристаллической решетки, состав их претерпел ряд последовательных изменений при переходе от одной устойчивой фазы к другой. В том же, 1913 г., А. Е. Ферсман в своих «Исследованиях в области магнезиальных силикатов» разбирает пути, по которым происходит подобное превращение, и указывает, что эти превращения могут быть самого разнообразного типа и характера. В 1934 г. в томе II «Геохимии» А. Е. Ферсман еще детальнее развивает свои взгляды. В. И. Вернадский с 1912 г. в своей минералогии постоянно подчеркивает при описании отдельных минералов пути и характер выветривания.

В основе самой постановки вопроса о возможной стадийности в превращении минералов лежит закон Оствальда, по которому при переходе химического соединения из какого-либо состояния в другое, устойчивое, в новых условиях его нахождения, первоначально образуются не конечные более стабильные формы, а ближе расположенные, т. е. такие, которых можно достигнуть при минимальной затрате энергии.

Кроме энергетического момента, необходимо принять во внимание сопряженный с ним момент — характер строения решетки и структуру, ибо от того, как решетка построена, зависит сопротивляемость отдельных ее частей процессам разрушения и те направления, по которым происходит разрушение решетки.

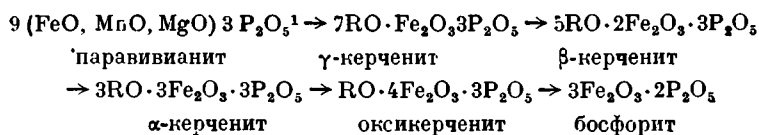
Не только суммарная энергия решетки минерала определяет его стойкость, но и то, как эта энергия распределена по отдельным составляющим решетку компонентам. Последнее обстоятельство в большинстве случаев является решающим.

Минерал распадается, или в нем остаются такие части, для разрушения которых необходимо приложить максимальную энергию, разрушение и превращение минерала идет по тем направлениям в решетке, которые требуют минимальной затраты энергии. Минерал бывает анизотропен не только в оптическом, но и в энергетическом отношении.

Разберем характер изменений и превращений, происходящих в минерале при его выветривании. Последнее обычно выражается в процессах окисления, гидратации, замещения, растворения и гидролиза. Хотя обычно несколько процессов идут совместно, попытаемся их проследить, ради упрощения, отдельно друг от друга.

ПРОЦЕССЫ ОКИСЛЕНИЯ

Одним из наиболее наглядных примеров различных стадий окисления минералов может служить установленный С. П. Поповым (1938) ряд производных паравиванита $3\text{RO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, образующихся при окислении закиси железа и названные им α , β и γ -керченитами. Общая формула их $n\text{FeO} \cdot m\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot p\text{P}_2\text{O}_5 \cdot q\text{H}_2\text{O}$, при этом отношение количества атомов железа и фосфора везде равно 3 : 2.



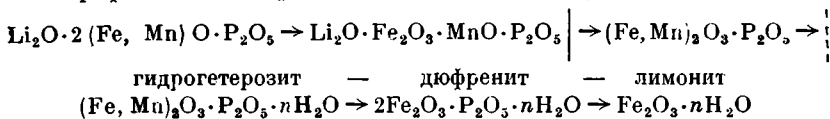
Промежуточные закись-окисные формы в природных условиях более устойчивы, чем сам виванит. Весьма интересно, что α -керченит был в 1911 г. предсказан С. П. Поповым теоретически и впоследствии обнаружен Ф. В. Чухровым (1937). При выветривании каждый новый атом кислорода производит окисление $2\text{FeO} + \text{O}$ в Fe_2O_3 . Образование керченитов возможно только для производных паравиванита, т. е. для такого вещества, где имеется значительная примесь Mn, Mg, Ca; их должно быть столько, чтобы хватило для замещения последнего из девяти R", если же их не хватает, то после α -керченита происходит разрушение решетки и образуется окисный коллоидный фосфат-босфорит $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5$.

Приводим по диаграмме А. И. Гинзбурга (1945) очень интересные данные по стадийному окислению литиевого фосфата — трифилина. В данном

¹ Количество воды везде опущено.

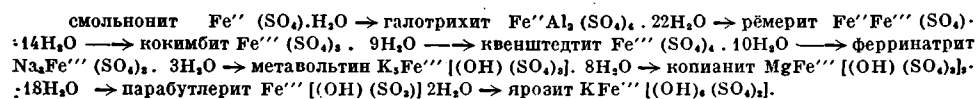
случае раньше частично окисляются железо и марганец, после полного их окисления разрушается решетка

Трифиллин — литиофиллит — синклирит — гетерозит — пурпурит



и выносятся Li_2O , после этого происходит гидратация окисленного фосфата, затем вынос марганца, наконец, фосфорной кислоты и оставление одного лимонита.

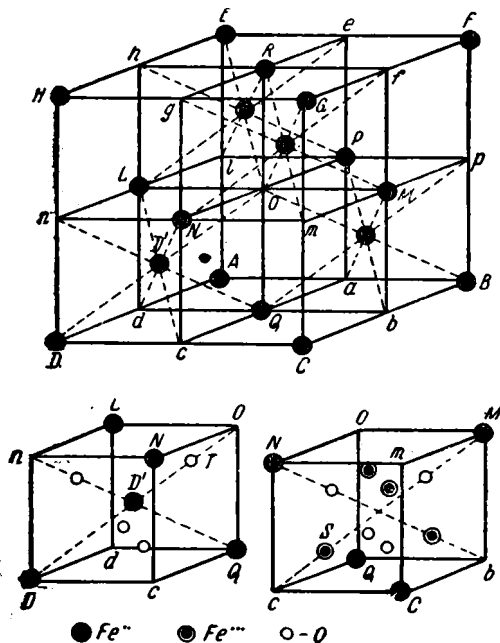
В сульфидных месторождениях наблюдается образование железных шляп в результате окисления сульфидов. Окисление сульфата закиси железа, образовавшегося из сульфидов, в условиях сухого климата показывает Ф. В. Чухров («зона окисления сульфидных месторождений Центрального Казахстана») на примере одного месторождения из Сев. Чили, где наблюдаются снизу вверх развитие следующих сульфатов.



Мы имеем здесь переходы от сульфатов закиси железа через сульфаты закиси и сульфатов полуторных окислов к водным сульфатам и основным

сульфатам окиси железа. В условиях влажного климата со слабой концентрацией водных растворов последние гидролизуются и превращаются в бурые железняки. Образование тех или иных сульфатов связано в этом случае не только с повышением содержания кислорода по мере приближения к поверхности, но и с условиями концентрации сульфатов, т. е. с количеством выпадающей влаги; при большом содержании воды в железных шляпах сульфатов образуется мало или их вовсе не образуется, и, минуя ряд стадий окислов, наступает быстрый гидролиз сульфатов с выделением гидроокислов железа.

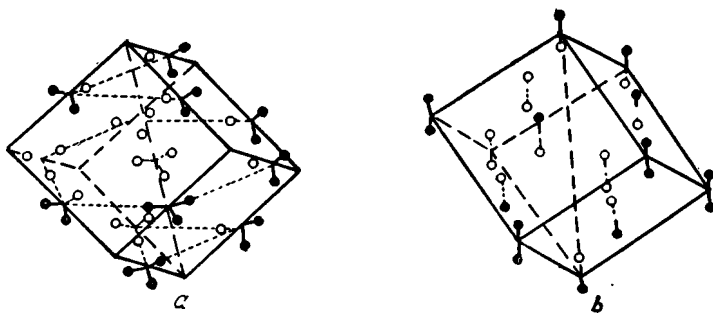
Одним из типичных и широко распространенных на огромном числе месторождений железных руд процессов окисления является окисление магнетита. Псевдоморфозы по магнетиту окиси железа известны под именем «мартита», а весь процесс окисления — под именем «мартитизации». Переходная группа минералов от магнетита к гематиту не констатирована почти никем. Описан только «окисленный магнетит» или «оксимагнетит», который, по А. К. Болдыреву, представляет собой твердый раствор кислорода в магнетите, состава



Фиг. 10. Магнетит.

магнетиту окиси железа известны под именем «мартита», а весь процесс окисления — под именем «мартитизации». Переходная группа минералов от магнетита к гематиту не констатирована почти никем. Описан только «окисленный магнетит» или «оксимагнетит», который, по А. К. Болдыреву, представляет собой твердый раствор кислорода в магнетите, состава

$2\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot \text{O}$, с сохранением кристаллической решетки магнетита и его магнитности. А. К. Болдырев рассматривает его как особый минеральный вид, как первую стадию окисления магнетита. Но исследования Ж. В. Грунера, П. Ремдорфа и Ж. Жильберта показали, что в природных соединениях нет переходных минералов между магнетитом и гематитом. Физико-хими-



Фиг. 11. Структура корунда и гематита

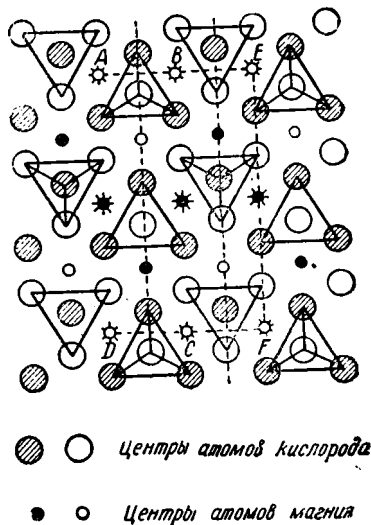
a — расположение группы атомов O; *a* — расположение Al и Fe (атомы, закрытые ромбиком, показаны незатушеванными).

ческие исследования доказывают, что Fe_2O_3 при этих температурах не растворяется в значительных количествах в Fe_3O_4 (всего лишь 2%) и что наряду с обоими минералами промежуточных кристаллических соединений не наблюдается. Однако имеются и другие исследования, которые все же доказывают, если не новые кристаллические переходные стадии, то твердые растворы кислорода с FeO и Fe_2O_3 .

Кристаллохимически вряд ли можно ожидать образования переходной стадии от Fe_3O_4 к Fe_2O_3 , имея в виду, с одной стороны, плотную упаковку в решетке магнетита (фиг. 10), где нет места вхождению дополнительного кислорода, с другой—совершенно иную, более свободную решетку гематита типа корунда. Эти решетки относятся к разным типам, к тому же гематит и магнетит не изоморфны, так что образование твердых растворов между ними вряд ли может иметь место (фиг. 11). Повидимому, при окислении магнетита происходит распадение его решетки, причем гематит образуется из аморфной массы разрушенного магнетита. Вероятность такого процесса доказывается окислением хромшпинелидов, по типу решетки аналогичных магнетиту.

За последнее время этот процесс, известный под именем «метаморфизма» хромшпинелидов, хорошо изучен А. Г. Бетехтиным (1937), С. А. Кашиным (1937) и Г. А. Соколовым (1940).

Как показывают химические анализы, процессы метаморфизации хромшпинелидов выражаются в окислении FeO в Fe_2O_3 и в выносе Al_2O_3 и MgO (Кашин, 1937). Дебайграммы метаморфизованных хромшпинелидов указывают на превращение их в аморфное вещество.

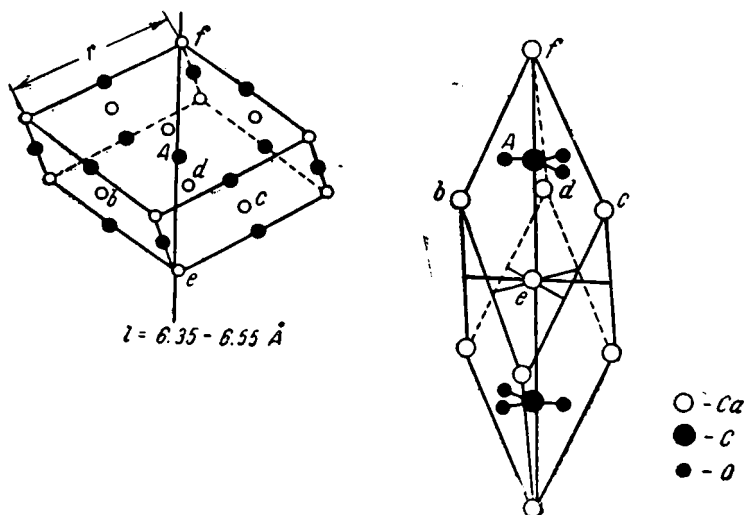


Фиг. 12. Структура форстерита SiO_4Mg_2 в проекции на плоскость (100); атомы кремния в центре тетраэдров на фигуре не показаны.

Иногда среди аморфной массы метаморфизованных хромшпинелидов наблюдается образование гематита. Процесс метаморфизации можно себе представить происходящим в несколько стадий. Первая стадия заключается в окислении FeO в условиях щелочной среды (при серпентинизации или при глубинном выветривании), вторая стадия — в выносе из окисленного хромшпинелида Al_2O_3 и MgO в условиях pH ниже 10 (при pH выше 10—10.5 происходит образование брусита) и, наконец, третья стадия — в выносе SiO_2 (в кислой среде при pH ниже 5).

Окисление железистого оливина (файялита), имеющего плотнейшую упаковку решетки, также сопровождается распадом решетки, так как к месту, занимаемому Fe^{2+} среди тетраэдров кремнезема, не могут быть добавлены атомы кислорода: в этом случае была бы порвана какая-либо валентная связь, и решетка распалась бы (фиг. 12).

Нет также переходных стадий между сидеритом и родохрозитом (фиг. 13) и гематитом (см. фиг. 11) или браунитом, несмотря на то, что типы решетки



Фиг. 13. Структура кальцита по рентгенометрическим исследованиям. Обе фигуры изображают одну и ту же структуру.

(в обоих случаях ромбоэдрические) близки друг другу; в данном случае вывод из решетки углерода и кислорода ведет к разрушению карбоната и образованию новой решетки гематита.

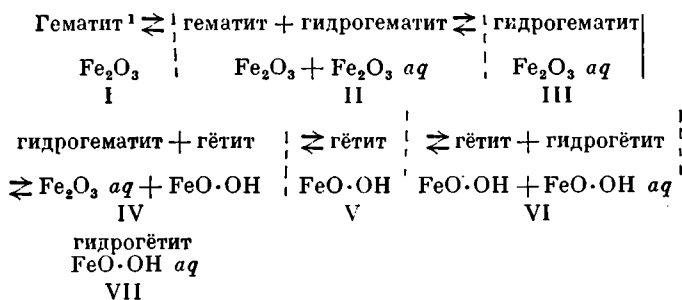
В силикатах со структурой цепочек (пироксенах, амфиболах) часть Fe^{2+} может замещаться Fe^{3+} (3FeO на $2\text{Fe}_2\text{O}_3$), и здесь имеется возможность окисления части закиси железа без разрушения решетки; например, окисление актинолита при нагревании без нарушения его оптической однородности. Аналогичное явление происходит и в слоистых решетках, например, при окислении биотита при его выветривании (образование «кошачьего золота»).

Обратные процессы восстановления железа, обесцвечивания, более сложны. В процессах гипергенеза они представляют собой или предварительное окисление Fe^{2+} и Fe^{3+} и гидратацию Fe^{3+} , затем освобождение минерала от окислов железа с последующим их выносом в результате восстановления, или же имеют место замещение Fe другими ионами. Как процессы окисления, так и процессы восстановления больше всего могут иметь место в структурах цепочек и особенно в слоистых решетках (биотите, хлорите, серпентине, актинолите).

Из силикатов одной и той же группы раньше всего разрушаются те, которые содержат закисные соединения железа. Окисление в силикатах закиси железа в окись прежде всего выражается в появлении желтой окраски, затем в пигментации минералов и, наконец, в появлении сгустков и хлопьев. Во всех случаях мы имеем ограниченную растворимость кислорода в минерале, относительно быстрого окисления Fe^{II} в Fe^{III} , нарушение в связи с этим существующего равновесия валентных связей и в результате, или разрушение решетки и аморфизацию минерала или выделение Fe_2O_3 из решетки первичного минерала, сперва в виде диссоциационной системы (окрашивание в желтые цвета), а затем в виде физической и механической смеси (пигментация и обохривание) без промежуточных, переходных минералов.

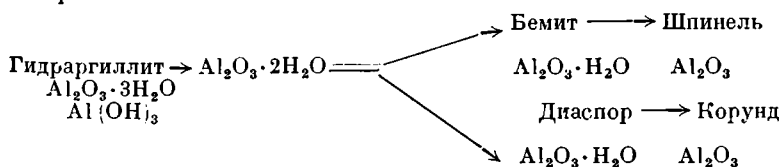
ПРОЦЕССЫ ГИДРАТАЦИИ И ДЕГИДРАТАЦИИ

Хорошо изученным примером гидратации и дегидратации в условиях невысоких температур могут служить минералы гидроокиси железа (Роде, 1936).



В левой части мы имеем твердый раствор II рода воды в гематите (гидрогематит), в правой — такой же раствор в гётите (гидрогётит), посередине — физические смеси (гематит + гидрогематит и т. п.). Структуры решетки гематита и гётита (фиг. 11) разные: в первом случае мы имеем структуру $Fe_2 + O_3$, во втором $FeO - OH$. Поэтому непосредственного перехода гематита в гётит не должно быть. При нагревании моногидрат (гётит) должен распасться на две фазы: гётит + гидрогематит, т. е., иначе говоря, решетка должна перестроиться на два минерала с разными структурами. Фазы IV и V представлена физическая смесь гидрогётита и гётита, т. е. турбит.

Обратимся к гидратам алюминия. Мы имеем здесь следующие минералы:

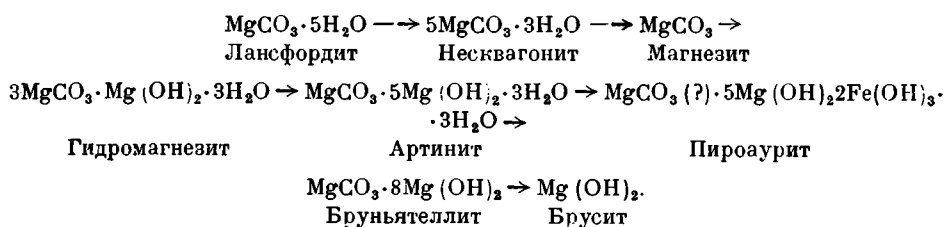


Гидраргиллит и диаспор или бемит обладают разными решетками. $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ как минерал неизвестен, и вряд ли возможно существование кристаллической решетки подобного состава. Твердые растворы гидраргил-

¹ Вертикальной чертой здесь и ниже обозначена граница между минералами с разными решетками, пунктирной — «физические смеси».

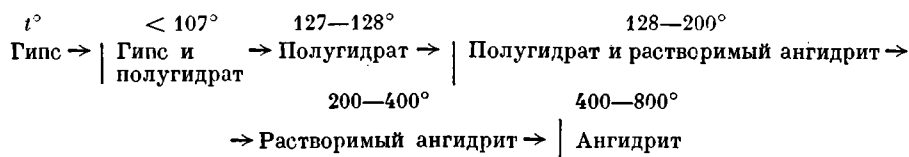
лита или диаспора с водой—также пока неизвестны; таким образом, здесь нет аналогий с гидроокислами железа и пока в данном случае не доказано существование переходных минералов переменного состава.

Рассмотрим с точки зрения процессов гидратации карбонаты магния.



Мы имеем здесь три типа соединений: карбонат магния, гидрокарбонаты магния и гидраты основных солей карбоната магния. Выпадение того или иного соединения зависит от соотношения ионов $(\text{HCO}_3)'$ $(\text{CO}_3)''$, $(\text{OH})'$ и Mg'' в растворах бикарбоната магния при различном давлении углекислоты. Чем парциальное давление CO_2 меньше, тем больше, при прочих равных условиях, к карбонату будет примешиваться $\text{Mg}(\text{OH})_2$, чем давление больше, тем больше MgCO_3 . Из концентрированных растворов бикарбоната выпадают кристаллические продукты — три- и пентагидрат магния. Последний неустойчив и при 22° превращается в устойчивый тригидрат.

Следует указать на случаи карбонатизации брусита и пироаурита, которые идут постепенно, в результате чего образуются физические смеси исходного минерала с карбонатами в различных пропорциях. Ввиду своей малой устойчивости магниевые карбонаты в разрезе верхних зон коры выветривания чутко реагируют на свой состав, меняясь в зависимости от глубины и условий нахождения и состава грунтового воздуха. Переходы отдельных модификаций карбонатов друг в друга здесь более сложны и зависят от ряда факторов: парциального давления паров воды, углекислоты, pH, температуры. В зависимости от них определяется длительность существования каждой модификации, и уже небольшие изменения среди этих факторов вызывают реакцию перехода одних карбонатов в другие. Здесь при различных стадиях гидратации и основности солей, если не считать коллоидных модификаций, нет промежуточных гидратов произвольного состава, а каждый гидрат является по своему составу минералом. Прекрасным примером стадийной дегидратации с образованием ряда искусственных продуктов может служить о б е з в о ж и в а н и е т и п а



Гидратация силикатов, если она не сопровождается вытеснением оснований, выражается в появлении низкотемпературной ($100-200^\circ$) межплоскостной воды, как это наблюдается у минералов типа монтмориллонита, бейделлита, галлуазита, выветрелых разностей слюд, хлоритов и других минералов. Минералы, особенно сильно гидратирующиеся, обычно обладают высокой обменной способностью своих оснований. При процессах гидратации и дегидратации образуются весьма часто стадийные

гидратные формы, меняющие свое содержание воды не только в зависимости от парциального давления паров воды в атмосферном или грун-товом воздухе и температуры, но и от солевого состава и pH водных раство-ров. Необязательно прохождение ими всех стадий гидратации; в зависи-мости от существующих физико-химических условий в природе возможны длительные остановки на какой-либо стадии или, наоборот, быстрое про-хождение и даже пропуск какой-либо стадии.

ПРОЦЕССЫ ЗАМЕЩЕНИЯ

Процессы замещения одних катионов другими в минерале создают ряд промежуточных минералов в зависимости от количества замещенного элемента. Сюда относятся многие однотипные минералы, нередко имеющие разные названия, хотя по существу это тот же тип минерала, но с час-тично замещенным основанием. В качестве примера приведем наши опыты с марганцовым карбонатом: в некоторых случаях никель замещал в нем до 0.5% марганца. При вытеснении концентрированными раство-рами количество вытесненных катионов равно количеству поглощенных, при слабых растворах к процессу замещения добавляется процесс гид-ролиза. В опытах с нонтронитами предельное поглощение никеля и со-ответствующее вытеснение оснований ($MgO + CaO$) составило около 2% от навески или 10—12% от количества оснований в минерале. В пен-нине никель замещает магний до 10% и более. В результате образуются «никелевые» нонтрониты, «никелевые» хлориты, «никелевые» серпентины (вильямсит), такие же керолиты, сепиолиты и проч. Никелевым хлоритом является шухардит, содержащий до 7% никеля. Замещение Al_2O_3 на Cr_2O_3 ведет к образованию хромовых нонтронитов. Замещаая в галлуазите Al_2O_3 на $3NiO$, мы получаем никелевые галлуазиты и никелевые ферригаллуа-зиты.

В минералогии совершенно не применяется понятие «поглощенный ком-плекс» и не разбираются те виды минералов, которые этот комплекс содер-жат. Между тем эти явления играют крупную роль в минералах гиперген-ного происхождения.

Однако очень редко замещение ограничивается одним катионным об-меном. Обычно последний сопровождается гидратацией, или же оба про-цесса идут параллельно. Приводим пример, связанный с образованием шухардитов месторождений Западного Кемпирсая, где происходит заме-щение MgO в хлорите на NiO в шухардите.

Содержание в молекулярных количествах	MgO	H ₂ O	NiO	MgO : NiO
Хлорит свежий	0.773	0.598	0.005	155
» никелевый	0.546	0.794	0.068	8.0

Здесь не только NiO , но и H_2O заменила MgO .

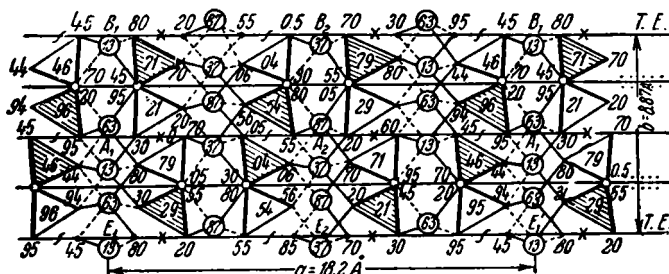
Наиболее важно замещение оснований минерала водородом. Ион водо-рода входит в решетку вместе с сопровождающими его молекулами H_2O (гидратизированный ион водорода—гидроксоний H_3O). При выносе из сили-катов щелочных и щелочноземельных катионов и замещения их водородом вместе с последним подводятся к решетке и молекулы воды. Но замещения H не безграничны. Очень часто наступает предел возможного замещения, устанавливаемый как поляризационными свойствами замещаемых катио-

нов, так и валентностями в решетке. Освобождающиеся при уходе катионов валентности не полностью компенсируются вхождением гидроксония.

Отсюда разрывы и перегруппировки в решетке. Процесс замещения водородом и гидролитическое расщепление трудно отделимы друг от друга.

ПРОЦЕССЫ ГИДРОЛИЗА

При замещении Mg водородом в форстерите Mg_2SiO_4 естественно нарушается связь тетраэдров SiO_4 с Mg, и решетка должна распасться на вытесняемый Mg, уходящий (в присутствии CO_2) в раствор, и SiO_2 , остающийся в виде псевдоморфозы по оливину (фиг. 12). Выщелоченный оливин, в котором только часть Mg была бы замещена, существовать не может. В случае железистого оливина (фаялита) мы имеем при параллельном окислении Fe^{II} распад последнего на гидрогётитовую охру и кремнезем,



Фиг. 14. Энстатит (по Уоррену и Моделю).

Проекция базисной группы II $C_1 = 5.20 \text{ Å}$. Элементарная ячейка $B_1B_2E_1E_2$. Цепочки здесь рассматриваются вдоль их осей. Более высоко расположенные тетраэдры заштрихованы (центр тяжести Si на высоте 0.50 c; x — центры симметрии; s — двойные винтовые оси).

образующий силифицированные породы и окремненные охры; при выносе кремнезема образуются остаточные порошковатые железные руды. Стадийного процесса при выветривании оливина не наблюдается.

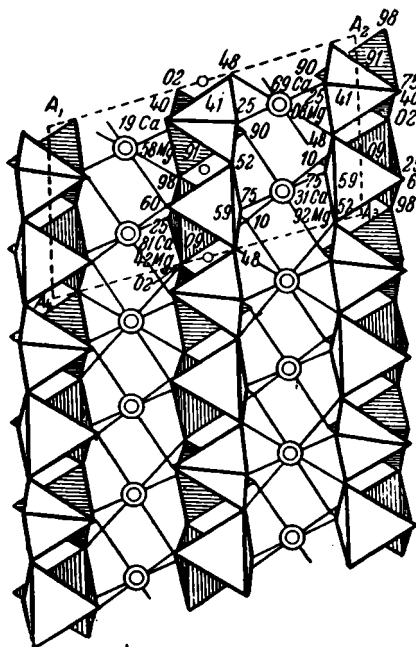
В случае решеток со структурой цепочек и поясов процессы замещения оснований водородом и подвода воды приводят к самым разнообразным результатам в зависимости от: 1) типа строения решетки и ее состава, 2) наличия сопровождающих воду катионов и анионов, 3) pH среды (в условиях низкой температуры и небольшого давления). Так, при обычном поверхностном кислом выветривании ромбический пироксен (энстатит) $Mg_2(SiO_3)_2$ (фиг. 14) распадается на (Mg), который выносится, и $(SiO_3)_2$, которая выпадает в виде минералов кремнезема (кварца, халцедона), причем разрушение идет вдоль цепочек SiO_2 . В группе гиперстена $Fe_2(SiO_3)_2$ происходит окисление Fe^{II} и Fe^{III} и выпадение окиси железа в виде гидроокислов, а в случае слабощелочных или нейтральных сред — образование нонтронита. При этом Fe^{II} переходит в Fe^{III} , которое частично имеет шестерную координацию, но частично переходит в четверную, замещая SiO_4 . Моноклинные пироксены — диопсид $(SiO_3)_2 CaMg$ (фиг. 15) и геденбергит $(SiO_3)_2 CaFe^{II}$ разрушаются труднее, чем ромбические пироксены, причем железистые разности в силу окисления Fe^{II} в Fe^{III} разрушаются соответственно быстрее магнезиальных. Более трудная разрушаемость моноклинных пироксенов (см. фиг. 14) связана с присутствием Ca в восьмеричной координации, в то время как ион Mg имеет шестерную

координацию. В решетках как ромбических пироксенов, так и моноклинных отмечаются разные типы сочленения Mg, или Mg и Ca, вынос идет с разной скоростью для разных типов сочленения, что может создать стадийность в процессе разрушения решетки. Тетраэдры SiO_4 связаны с Mg или Ca по нескольким валентным связям, и небольшой частичный вынос Mg'' недостаточен, чтобы связь тетраэдров SiO_4 с остальными ионами Mg в ячейке решетки порвалась. Благодаря этому образуются так называемые «выщелоченные» минералы, с меньшим содержанием катионов и с некоторым количеством воды (сольватизированной). Присутствие

Al в пироксене (авгит) вносит усложняющие моменты в их разложение, ввиду того что Al может входить здесь как в четверной координации, замещая ионы Si, так и в шестерной, замещая ион Mg. Сказанное относится также и к амфиболам (фиг. 16), но образующиеся здесь продукты могут быть еще более разнообразными. В. И. Вернадский в своей «Минералогии» еще в 1912 г. обратил внимание на то, что процесс выветривания в подобных случаях начинается с образования твердых растворов воды и превращения пироксена в протобастит с 0.3—0.9% H_2O , затем в диаклазит с 3.5—4.5% H_2O и, наконец, в бастит и антигорит с выделением некоторого количества MgO и SiO_2 . Однако этот тип превращения связан с гидротермальными процессами. В холодных растворах, при процессе выветривания магнезиальных силикатов прежде всего освобождается магний, который в отсутствии CO_2 выделяется в виде $\text{Mg}(\text{OH})_2$, как это доказывается следующими данными опытов по щелочности (pH) этих минералов, полученными Стивенсом на порошках, смешанных в течение 2—3 минут с небольшим количеством воды до кашеобразного состояния:

пироксен, тремолит, актинолит, диопсид, оливин давали (и при этом все один и тот же) pH-10.2. Теоретически pH $\text{Mg}(\text{OH})_2$ равен 10.5; несколько меньшие величины, полученные здесь, объясняются невозможностью вполне избавиться от CO_2 , а также вторичными реакциями небольшого размаха, которые могут иметь место. Чем минерал более выветрел, тем pH его ниже. Так, согласно нашим опытам, образец серпентина из Бурановки с глубины 163—164 м давал pH 9.46, с глубины 82—83 м—9.10, а выщелоченный вблизи поверхности — 7.94; серпофит более или менее свежий дает 9.18, несколько выветрелый — 8.85.

Уменьшение pH доказывает более кислый характер защитной (реакционной) пленки, которая образуется вокруг каждой крупинки минерала, обволакивая ее, т. е. большое содержание в этой пленке SiO_2 по сравнению с исходным минералом. В данном случае мы имеем дело с гидролизом магнезиевых силикатов.



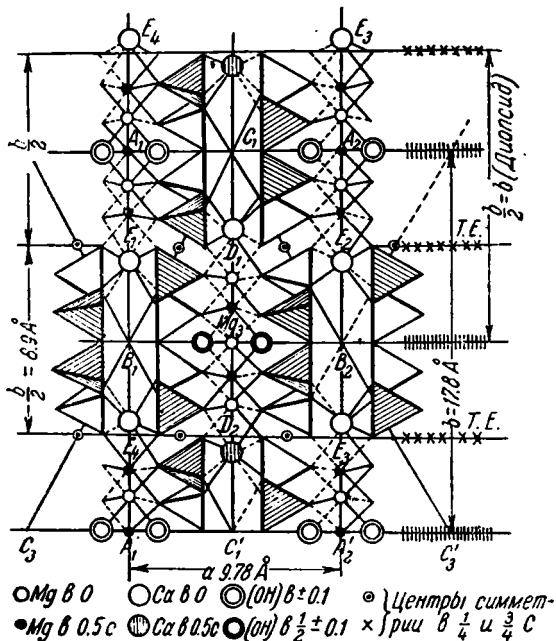
Фиг. 15. Диопсид (по Брэгу и Уоррену).

Проекция || оси $a = 8.89 \text{ \AA}$. Элементарная ячейка $A_1A_2A_3A_4$. Высоты атомов приведены в сотых долях a . Тетраэдры (SiO_4) сочленены в цепочки a , пустые и штрихованные расположены друг над другом в расстоянии $a/2$. Атомы Mg и Ca на двойных осях $||b$.

Чем выше отношение $MgO : SiO_2$, тем больше в минерале H_2O^+ . Несомненно, что эта вода связана с MgO . Было высказано предположение, что решетка серпентина (фиг. 17) сложена из пакетов талька (фиг. 18) и брусита (см. фиг. 2), причем количество брусита может произвольно варьировать: чем его больше, тем больше H_2O . Возможность существования в серпентините свободного брусита доказывает бруситная эндотермическая остановка, хорошо выраженная при 420° в образцах серпентина с большим содержанием MgO . Наличие соответствующего свободного гидрата закиси никеля среди никелевых минералов, построенных аналогично магниевым, наидоказано экспериментальным путем разными методами. Экспериментально нам удалось легко получить из водных растворов осадки состава $MgO : SiO_2$ от 0.5 до 1.9, т. е. все те, которые приводятся в указанной ниже таблице. Ясно одно, что существуют несомненно соединения типа:

	MgO	SiO_2
Сепиолита	0.66	: 1
Талька	0.75	: 1
Керолита	1	: 1

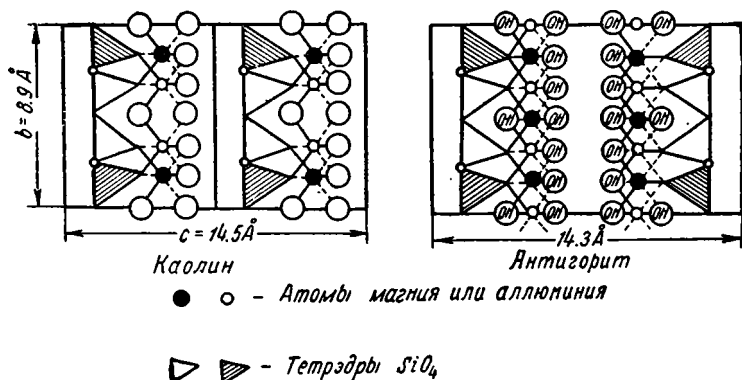
Часть остальных, вероятно, представляет собой смеси или твердые дастворы с $Mg(OH)_2$, часть, может быть, механические смеси с SiO_2 .



Фиг. 16. Тремолит (по Усрену).

Проекция базисной группы $\parallel c = 5.26 \text{ \AA}$. Элементарная ячейка $A_1 A_2 A_3 A_4 A_5 A_6$. Цепочки здесь рассматриваются вдоль их осей. Более высоко расположенные тетраэдры заштрихованы (центры тяжести Si на высоте 0 и 0.50 c). |||| — плоскости симметрии, xxx — плоскости скользящего отражения.

	MgO	SiO
Девейлита	1.35	: 1
Серпентина	1.50	: 1

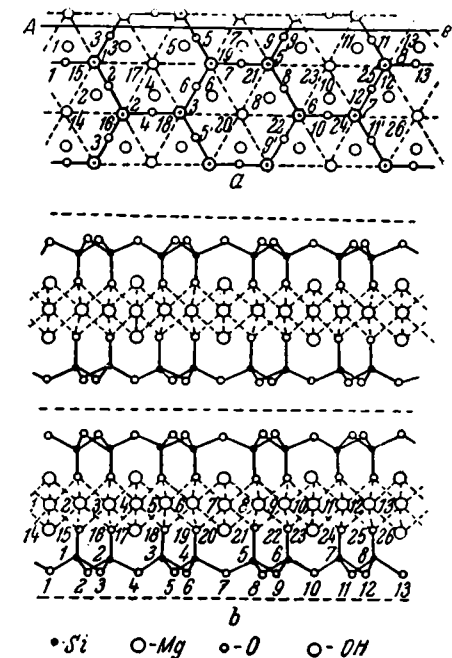


Фиг. 17. а — каолин, по Паулингу и Грунеру; б — антигорит, по Шибольду.

Все эти минералы, за исключением талька, являются продуктами выпадения из водных растворов. Однако гидросиликаты магния образуются не только путем выпадения из водных растворов, но и путем взаимных переходов, связанных с привнесом SiO_2 или выносом MgO . Возможен ряд минералов от серпентина к керолиту или обратно. Наряду с новообразованными имеются механические смеси. За последнее время у нас накапливаются все больше и больше данных о наличии полиморфных разновидностей одного и того же состава, но с другой оптикой и термикой. Одновременно отмечается наличие всевозможных состояний вещества от гелеобразного через криптокристаллическое, микрокристаллическое к волокнистому и к крупночешуйчатому.

Многочисленные анализы показывают, что около 66% MgO выщелачивается при выветривании из серпентина в первую очередь, дальше про-

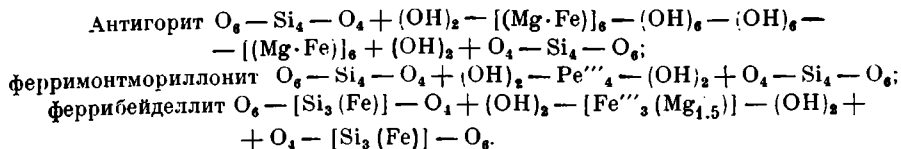
исходит некоторая временная оставка, и последние остатки MgO выщелачиваются с большим трудом. Точно так же опыты по разложению серпентина NH_4Cl показывают, что максимальное извлечение Mg , содержащегося в нормальном серпентине, определяется в 66%. Интересно, что и максимальное восстановление никеля из никелевых силикатов, построенных по типу магниевых, также близко к 66—70%. Структура решетки серпентина дает объяснение этому факту: $\frac{2}{3}$ количества Mg связаны с OH и с SiO_2 иначе, чем остальная часть (см. фиг. 17); строение решетки серпентина можно выразить следующей формулой: $(\text{SiO}_4)_2 \text{Mg}_2(\text{MgOH})\text{H}_3$. Дебайграммы и химическое изучение построенного аналогично керолиту никелевого силиката гарниерита, восстановленного при 600° , показывает, что при этом 35% никеля превращается в металлический, и дебайграммы дают линии никеля, а не гарниерита. Следовательно, при этом количестве восстановленного метал-



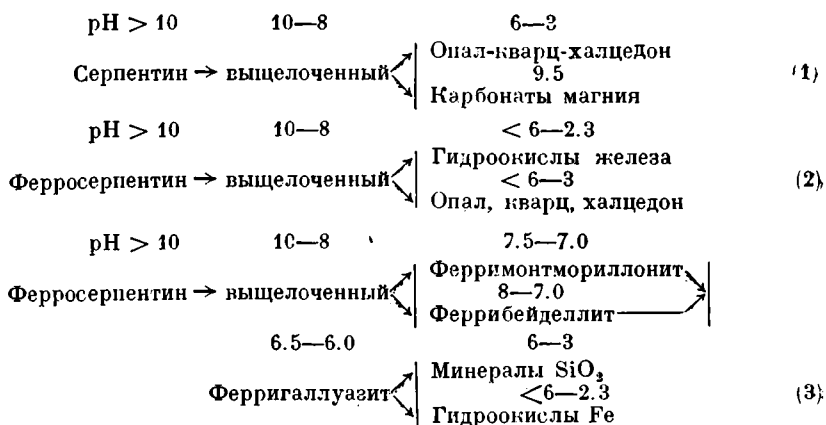
Фиг. 18. Структура талька (по Паулингу)

а — проекция на плоскость (001); б — проекция на плоскость (100).

ла решетка минерала уже оказывается разрушенной. Если вместо магниевых серпентина мы имеем железистый (ферросерпентин) $(\text{SiO}_4)_2 (\text{MgFe})_2 [(\text{Fe}, \text{Mg})\text{OH}]\text{H}_3$, то при обычном нормальном окислении Fe^{II} в Fe^{III} и гидратации последний выделяется в кислой среде в виде гидроокислов железа, образуя сначала диссоциационную систему (пожелтение), а затем механическую смесь. Если одновременно удаляется SiO_2 , то образуется тонкодисперсный порошковатый гидрогётит. В слабо щелочной или нейтральной среде в результате того, что часть SiO_2 при разрушении решетки серпентина переходит в ионогенную форму, она коагулирует с Fe_2O_3 в виде ферросиликатов железа, типа нонтронита или ферригаллуазита. Можно, конечно, процесс образования нонтронита (ферримонтмориллонита) представить себе и иначе, а именно: при окислении ферросерпентина он легко переходит в ферримонтмориллонит в результате гидролиза и уплотнения решетки согласно следующим структурно-химическим формулам:

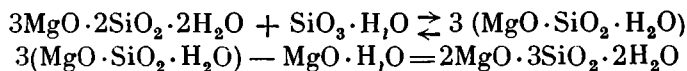


На принципиальную близость серпентина и монтмориллонита указывает и Ниггли (см выше, стр. 17). Схему выветривания серпентинов в зависимости от pH можно изобразить следующим образом:



В ряде шлифов отмечается образование в петлях сеток серпентина белого мылообразного крипточешуйчатого минерала с $N = 1.543$, по которому, начиная с краев петли и подвигаясь к центру, развивается нонтронит. В этом случае крипточешуйчатый магниевый минерал является стадийным; окислы железа вносятся из окружающей минеральной среды, т. е. они являются интерными, и нонтронит в данном случае образуется не из ферросерпентина, а из нормального (Mg) серпентина.

Интересны случаи подвижного равновесия в системе серпентин — керолит и керолит-сепиолит, согласно следующим формулам:



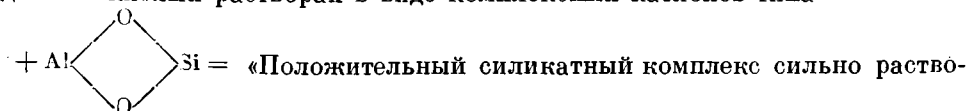
Привнос кремнезема в серпентин вызывает образование керолита; вынос из последнего одной частицы кремнезема ведет к образованию сепиолита и упомянутого выше крипточешуйчатого водного силиката магния и опала ($N = 1.539—1.543$). Оба процесса происходят в природе. При переходе оливина в нонтронит удается наблюдать предварительное образование неполяризующегося серпентина, затем крипточешуйчатой его разновидности ($N = 1.543$), по которому, начиная с краев петли, образуется нонтронит.

В магниевых силикатах нередко наблюдаются взаимные переходы аморфного состояния в микрокристаллическое и обратно, например серпофита в серпентин и последнего в серпофит. Анализы подобных гелеобразных водных силикатов показывают повышенное содержание низкотемпературной воды, а порошкограммы — хорошо выраженные дужки с размерами частиц минерала порядка 10^{-6}Å . И здесь имеет место подвижное равновесие, но уже отдельных состояний силиката.

Во всех разобранных случаях между минералом и «выщелоченной» стадией следовало бы поставить «гидратированную» стадию; это самая первая стадия изменения минерала, заключающаяся в поглощении адсорб-

ционной воды и частом образовании межплоскостной воды почти без или с малым выносом оснований; при этом отмечается некоторое уменьшение удельного веса минерала даже без изменения показателей преломления. За этим следует стадия вытеснения водородом оснований, выщелачивание, и вместе с продолжающимся падением удельного веса начинают изменяться и оптические свойства. Перелом кривых этих изменений должен знаменовать собой появление новой решетки. На дебайграммах появляются новые линии; разрушение решетки отражается на дебайграммах падением интенсивности и исчезновением отдельных линий.

Полевые шпаты. Выветривание полевых шпатов, первой стадией которого являются процессы серицитизации, описывалось многократно. Теоретически процессы выветривания полевых шпатов обоснованы еще В. И. Вернадским (1937) в его знаменитой теории каолинового ядра. Несмотря на расхождения, существующие между взглядами В. И. Вернадского и современными кристаллохимическими построениями, остается несомненным, что: 1) отсутствуют переходные стадии между ортоклазом и серицитом и 2) расщепление полевых шпатов происходит не путем распада на отдельные окислы, а путем расщепления на комплексы алюмосиликатного типа. Это вытекает из построений В. И. Вернадского и находит свое объяснение в кристаллохимической структуре этих минералов. Некоторые экспериментальные работы подтверждают возможное образование подобных комплексов. Так, Маттсон (1938) при своих опытах электролиза ортоклаза установил, что «в анодной камере появляется алюминий вместе с кремнекислотой, после того, как вследствие удаления калия рН полевого шпата снизился до определенной величины». Отсюда им высказывается предположение, что алюминий с кремнекислотой находится в кислых растворах в виде комплексных катионов типа

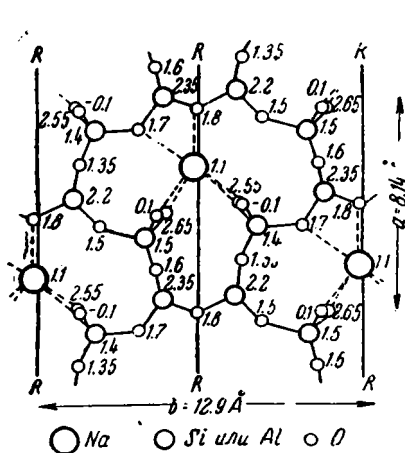


Полевые шпаты в тонкоразмолотом виде быстро поглощают воду (5—6%), которая затем не удаляется при высушивании порошка при 105° (Тамм, 1930), при этом выделяются К и SiO₂, а также заметное количество Al. Следовательно, здесь имеет место не простой процесс сорбции, а более сложный процесс химического разложения, который, надо полагать по аналогии с опытами Крюгера с лейцитом, происходит спонтанно. Следовательно, при образовании продуктов разложения 1) имеет место разрушение решетки полевых шпатов и 2) не наблюдается переходных стадий между свежими и гидратированными и выщелоченными полевыми шпатами.

Макроскопическими и микроскопическими наблюдениями доказывался переход полевых шпатов в слюды. Он связан с разрушением решетки полевых шпатов и выделением алюмосиликатных комплексов, перегруппировывающихся в слюды. В то время как в полевых шпатах весь алюминий входит в форму AlO₄ в основную решетку этого минерала (фиг. 19, 20), в слюдах с их слоистой решеткой остается только один Al в четверной координации, а остальные переходят в октаэдрическую решетку в форме паев гиббсита (фиг. 24). Это относится однако только к калиевым полевым шпатам и к плагиоклазам. Слюдообразования по анортиту и лабрадору не наблюдается. Повидимому, здесь выветривание минует эту стадию.

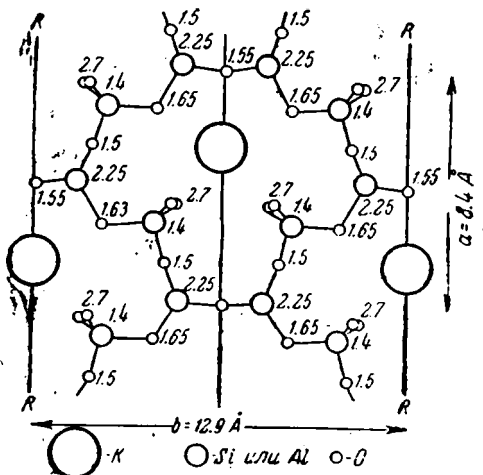
Слюды. О. Тамм (1930) показал, что размолотый в бензоле мусковит на воздухе чрезвычайно быстро поглощает воду, которая затем не удаляется высушиванием порошка при 105°, т. е. что мусковит обнаруживает такое же изменение, как и размолотый в бензоле полевой шпат. В преде-

нах рН 10—6 такие порошки показывают обратимый обмен ионов K^+ на H^+ ; размолотые же в воде содержат водородные ионы, вытесняемые KCl . Аналогичную обратимость показывают порошки полевых шпатов, размолотые в воде. Отсюда О. Тамм делает вывод, что решетки полевых шпатов в присутствии воды медленно переходят в решетку мусковита.



Фиг. 19. Структура альбита. Верхняя (вдоль оси c) часть элементарной ячейки.

Проекция приблизительно на плоскость (001), (точнее на плоскость (010) и (100)). Цифры около атомов указывают высоты в Å под (+) и над (—) плоскостью чертежа. Линии RR указывают положение плоскостей симметрии в соответствующей ячейке (по Тейлору).



Фиг. 20. Структура санидина.

Верхняя (вдоль оси c) часть элементарной ячейки. Проекция на плоскость (001). Линии RR — плоскости симметрии. Цифры около атомов указывают высоты в Å под плоскостью чертежа. Чертеж иллюстрирует: 1) координату атомов K , 2) степень отклонения цепочек тетраэдрических колец от идеального положения представленного. Между каждой парой плоскостей симметрии находится одна цепочка. На чертеже показаны только части цепочек (по два тетраэдра от каждого кольца, по Тейлору).

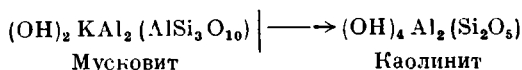
Относительно быстрое влияние воды на порошки слюды доказала за последнее время Г. В. Шмакова (1942) кривыми нагревания. Тонкоистертые фракции мусковита (0.25 мм, 0.015 мм, 0.010 мм) обнаруживали сдвиг эндотермической остановки мусковита с 840—867° до 610—580° (т. е. до остановки, близкой к остановке каолинита) с одновременным появлением низкотемпературной эндотермической остановки при 153—200°. Таким образом, мы имеем в данном случае дело не только с одними физическими свойствами диспергированных порошков, но частично и с химическим разрушением порошков парами воды во время их истирания на воздухе (см. выше опыты Тамма). Повидимому, и здесь реакция разложения носит спонтанный характер. Определение нами щелочности слюд в разной степени выветрелых пород показывает снижение рН по мере выветривания, а именно:

Биотит свежий 9.21
» слабо выветрелый 9.06
» выветрелый 8.27
» сильно выветрелый 7.96

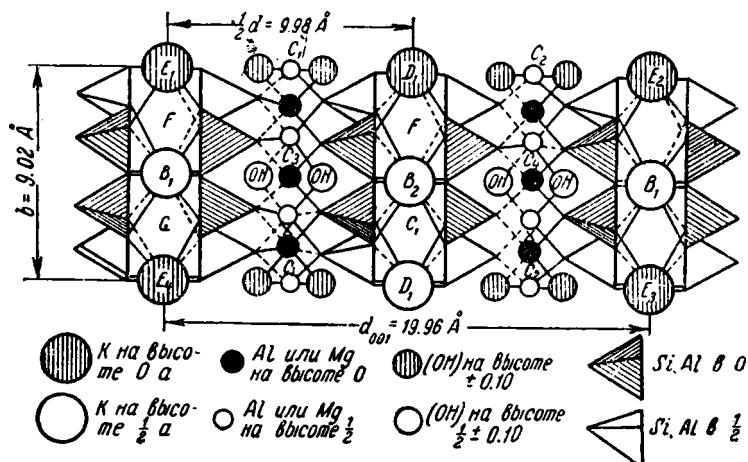
Мусковит от 9.0 до 8.4
в зависимости от степени выветрелости
Серпидит — 7.8

Для мусковита этот процесс выветривания следует себе представить таким образом, что часть калия замещается группой гидроксония $H^+ - H_2O$. Чрезвычайная близость решеток мусковита и каолина (см. фиг. 4, 5, 6) ставит вопрос о возможном стадийном переходе первого минерала во второй. Вытеснение калия или натрия из слюд освобождает валентные

связи, в результате чего AlO_4 переходит из четверной в шестерную координацию; освободившиеся валентности замещаются гидроксилами, и решетка разрывается посередине и перестраивается в каолиновую:

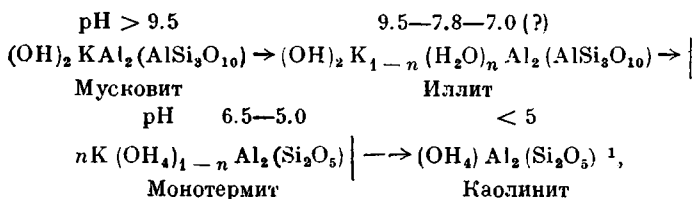


Однако эта реакция не идет так просто и гладко. Химические анализы, оптика, экспериментальные данные свидетельствуют о ступенчатости



Фиг. 21. Мусковит (по Паулингу, Джексону и Весту).

этой реакции, выражающейся в появлении гидратированных слюд и возможно монотермита (схема I). Ни гидратированный мусковит (иллит),

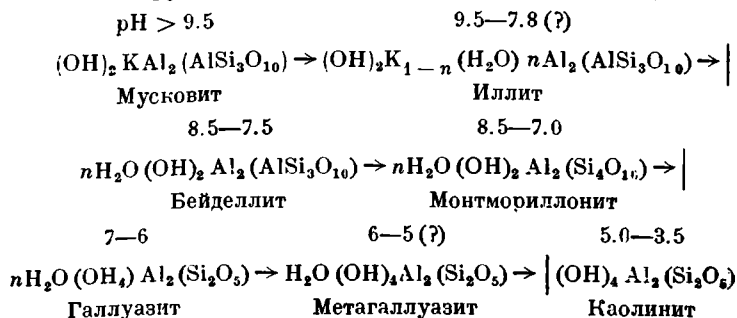


ни монотермит не обладают определенным составом — их состав переменный; в иллите мы имеем замещение части K на H_2O , причем количество калия близко к количеству его в мусковите; в монотермите количество K меньше, и по составу он ближе к каолиниту. Где-то между иллитом и монотермитом происходят разрыв и перегруппировка решетки из мусковитовой в каолиновую. В пределах одного листочка слюды мы можем наблюдать переходы от мусковита через гидромусковит к каолину.

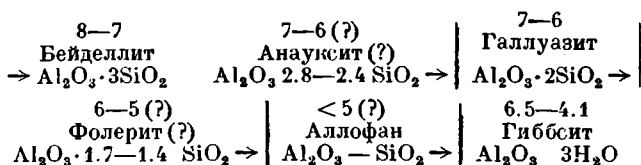
За последнее время в американской рентгенографической литературе развиваются идеи о наличии переслаивающихся решеток минералов различного состава, но близких по своей решетке. Если микроскопически таким минералом является леверрьерит (листочки каолинита и мусковита), то рентгенографически он доказывается для продуктов разложения биотита и т. п. Повидимому, переслаивание решеток является одной из стадийных форм выветривания и распространено чрезвычайно сильно среди микроидных минералов, возможно оно имеет место и среди других.

¹ n — везде дробное число.

Кроме указанной схемы разрушения решетки мусковита, мыслимо существование и других, например следующая (схема II):



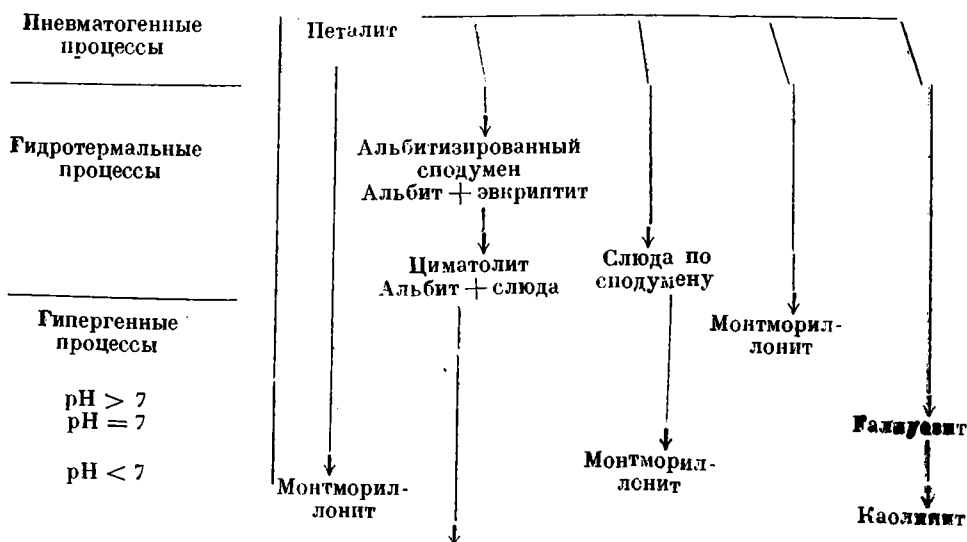
Третья схема (III) является вариантом первой половины предыдущей, а именно:



К сожалению, превращения по последней схеме оптически или термически не изучены, нет даже достаточно детального термического и рентгенографического изучения по последней части второй схемы. Структура решетки фолерита не изучалась. Предположения о возможности существования средней части II схемы базируются на частом совместном нахождении монтмориллонита и галлуазита. Третья схема основана исключительно на теоретических соображениях (Ross. а. Kerr, 1931) и лишь в отдельных частях базируется на единичных разрозненных наблюдениях.

А. И. Гинзбург (1944) приводит случаи образования монтмориллонита, галлуазита и каолинита из сподумена и продуктов его превращения — петалита и слюды по петалиту из месторождения Ак-Кезень и из других месторождений Центральной Калбы по следующей схеме.

Сподумен



Изменению в условиях гипергенеза подвергается не только сам сподумен, но и различные псевдоморфозы по нему; так на Верхне-Бай-Мурзинском месторождении встречена слюдистая псевдоморфоза красного цвета, которая частично превращена в монтмориллонит. На Ургунсайском месторождении встречается циматолит, в котором слюдка частично превращена в каолинит и т. д.

Каждый минерал существует в пределах определенных интервалов рН, значение которых мы указываем здесь и выше на основании: 1) опытов коагуляции, 2) определения щелочности минералов, 3) сонахождения (парегенезиса) в природе. Вопросительным знаком обозначены те рН, для которых у нас данные отсутствовали.

Не все слюды выветриваются одинаково по всем схемам, возможно, что мусковит разлагается по схеме II или III лишь в особых, специфических условиях (см. стр. 35). Биотит при монтмориллонитизации эффузивных пород часто остается незатронутым процессами выветривания (Белянкин, 1934). С другой стороны, для пироксенов и амфиболов можно предполагать (см. стр. 28) выветривание по правой половине схемы II и частично, вероятно, и по схеме III. Для анортита, трудно ожидать появления при его выветривании слюд без привноса извне щелочей; скорее можно было бы ожидать появления маргарита $\text{CaAl}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, что, как известно, в процессах выветривания не наблюдается (может быть потому, что в этих условиях маргарит является минералом нестойким, так как в нем остается 2Al из четырех — 50% в тетраэдрической связи) и в условиях щелочной среды, гидролизуясь, дает монтмориллонит; последний, далее, с понижением рН выветривается по указанным выше схемам II или III. Возможно, что Са в монтмориллоните является отголоском разложения соответствующих силикатов и указывает на эфемерный, быстро исчезнувший соответствующий слюдистый силикат кальция. Основные полевые шпаты и содержащие их породы большей частью выветриваются по схемам II и III, причем в последних пироксены и амфиболы дают преимущественно бейделлиты и аналогичные им нонтрониты (иногда параллельно и хлориты (?)), а основные полевые шпаты — монтмориллониты. Очень трудно бывает решить вопрос, что чему при превращении минерала предшествует — бейделлит ли монтмориллониту или обратно. Исходя из точки зрения постепенного уменьшения содержания SiO_2 , следовало бы предположить существование схемы распада:



Но кристаллохимически вероятнее, что бейделлит предшествует монтмориллониту, так как в полевых шпатах и слюдах и (а возможно и в пироксенах) Al целиком или частично находится в виде AlO_4 , заменяя тетраэдры SiO_4 , естественно полагать, что выход Al (см. фиг. 5 и 6) из четверной координации происходит постепенно:



Бейделлит можно рассматривать как монтмориллонит, в котором один Al входит в четверную координацию, замещая Si в тетраэдре SiO_4 ; последнее возможно лишь в том случае, если образующаяся при этом свободная валентность будет компенсирована ионами Mg^{++} или Ca^{++} , т. е. будет:

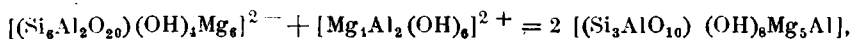


Постоянное присутствие в этом минерале Mg и Ca подтверждает подобную возможность. Для этого необходимо присутствие в бейделлите около 13% MgO (обычно анализы дают несколько меньшие величины). За подобную возможность говорят и железистые бейделлиты, окрашенные обычно в зеленый цвет благодаря присутствию FeO⁴ (Ферсман, 1936).

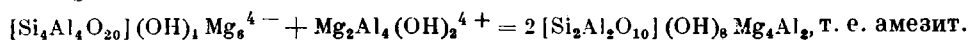
Таким образом, нам представляется, что основные Al- и Fe-силикаты разрушаются в зависимости от первичного состава и условий среды по двум схемам (см. фиг. 5—7):

1. Иллит —→ Монотермит —→ Каолинит
2. Бейделлит —→ Монтмориллонит —→ Галлуазит

Хлориты. По Паулингу схему строения хлоритов (фиг. 22) можно представить себе как пакеты талька, перемежающиеся с пакетами брусита $[(\text{Si}_8\text{O}_{20})_6 \text{Mg}_6 (\text{OH})_4] + 6[\text{Mg} (\text{OH})_2]$, т. е. в виде схемы, соответствующей строению серпентина, причем часть Mg⁴ может быть замещена Al³. Заменяя в тальке часть атомов Si⁴ на Al³, а в брусите Al³ на Mg², получаем:



т. е. пеннин или клинохлор; при большем замещении Si⁴ на Al³ и Al³ на Mg² имеем:

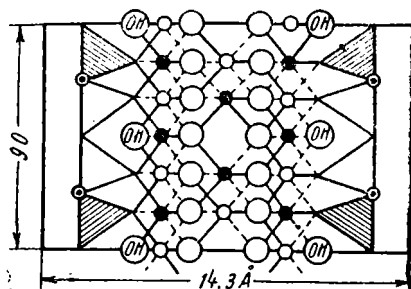


По Чермаку, хлориты можно рассматривать как бинарные смешанные кристаллы из серпентиновой и амезитовой молекулы. Выветривание хлоритов выражается в постепенном выщелачивании Mg из серпентиновой части, а затем в разрушении и амезитового компонента. Наши исследования показывают, что при выветривании хлоритов молекулярные отношения окислов SiO₂ : RO останавливаются на отношении 1:0.85 (0.7, 0.8 до 0.9 для разных типов хлоритов), а затем на отношении 1.2—1.6. Таким образом, при выветривании хлоритов количество Mg уменьшается, а SiO₂ увеличивается, точно так же соответственно увеличивается и содержание Al₂O₃. Если, действительно, раньше выветривается серпентиновая часть, то при временной остановке в выщелачивании MgO в серпентиновой части на 2/3 и затем на весь MgO (см. стр. 30) в оставшейся части хлорита должно существовать отношение SiO₂ : MgO, равное:

	при выносе 2/3 MgO	при выносе 1/1 MgO
Пеннин Sp ⁶ At ⁴	0.87	2
Клинохлор Sp ⁶ At ⁶	1.00	1,5
Лейхтенбергит Sp ⁴ At ⁶	0.87	0.85

Результаты расчета в случае выноса 2/3 Mg (от 0.87 до 1.00) прекрасно совпадают с полученными нами величинами временных остановок (от 0.8 до 0.93); полный же вынос MgO из серпентинита в исследованных образцах не имел места, и полученные нами величины меньше предельных во втором столбце. Хорошие совпадения подтверждают: 1) правильность сделанного нами раньше (на стр. 30) вывода о временной остановке при выносе 2/3 MgO в серпентинитах, а также 2) правильность нашего второго теоретического предположения, что в хлорите раньше всего разрушается при выветривании серпентиновый компонент. Это обстоятельство сказывается и на кривых нагревания в виде уменьшения серпентиновой эндотермической остановки при 600—650 и затем ее окончательного исчезновения.

В дальнейших стадиях выветривания начинает разрушаться и амезитовый компонент. Это сказывается раньше всего в появлении низкотемпературной эндотермической остановки при 150—170°, характеризующей образование гидратированных разностей хлоритов (аналогично иллита), после чего следует эндотермическая остановка при 550—570°; экзотермическая же остановка хлорита при 865—895° удерживается довольно долго, но, в конце концов, в связи с окончательным разрушением амезита, появляется экзотермическая остановка при 975° при одновременном ослаблении и исчезновении экзотермической остановки хлорита. Кривая нагревания конечного продукта разложения хлорита соответствует галлуазитовой. Аналогичную картину мы получаем при изучении дебайграммы хлоритов разной степени разложения: линии хлорита постепенно ослабевают и исчезают при упорном сохранении некоторых из них, и одновременно появляются характерные для галлуазита линии, в том числе и основная в 7.43 осн.



● - Атомы магния

○ " "

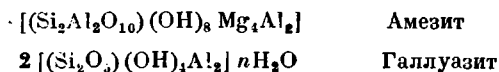
△ Тетраэдры SiO_4

▴ " "

○ OH

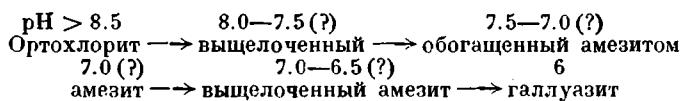
Фиг. 22. Структурная схема основных членов ряда хлоритов. Проекция структуры || $a = \text{ок. } 5.2 \text{ \AA}$ (по Шибольду).

Нечего говорить, что и по химическому составу конечный продукт приближается к галлуазиту. Таким образом, амезитовая мелекула переходит в галлуазитовую. Это станет вполне понятным, если сравнить структурные формулы амезита и галлуазита.



Из амезита выносятся Mg, и Al из четверной координации переходит в шестерную, занимая место магния.

Из сказанного вытекает, что процесс выветривания хлоритов можно изобразить следующей схемой:



ВЫВОДЫ

Обобщая изложенное, можно сделать следующие заключения. Последовательное течение процессов выветривания минералов, образованных в условиях высоких температур и давления, выражается в появлении в поверхностных горизонтах земной коры новых, возникающих друг за другом минералов, приспособленных к низким температурам и давлениям в газообразных, влажных или водных средах с меняющимися pH, окислительно восстановительным потенциалом и более или менее развитой интенсивной биологической деятельностью.

Конечными продуктами распада служат минералы, стойкие в самых верхних горизонтах земной коры, чаще всего кварц, гидрогётит, каолинит, гидроокись железа и марганца, гиббсит. Все они имеют рН от 5 и ниже. Реже стойкими являются галлуазит, бейделлит, монтмориллонит (глиноземистый и железистый) и некоторые водные силикаты магния (палыгорскиты).

Раньше всего образуются твердые растворы исходных минералов с водой, т. е. гидратированные минералы (в кривых нагревания появляются низкотемпературные эндотермические остановки при 150—200°). В случае присутствия закиси железа последняя быстро окисляется в Fe^{III}. Твердые растворы с кислородом имеют обычно ограниченное поле смешиваемости.

Окисление Fe^{II} в Fe^{III} сопровождается изменением количества валентных связей, в результате чего решетка первичных минералов разрушается, и через стадию аморфизации образуется решетка нового минерала.

В качестве промежуточной стадии образуются диссоциационные системы, затем физические смеси. При перестройке решетки в слоистую наряду с Al^{III}, Fe^{III} в шестерной координации в пакетах гиббсита-брусита иногда появляется Al и Fe в четверной координации (AlO₄, FeO₄). Окисление очень часто сопровождается гидратацией, и тогда разрушение решетки протекает быстрее. Гидратация минерала может происходить с образованием промежуточных минералов, которые в свою очередь могут также гидратироваться. В подобных случаях, кроме твердых растворов с низкотемпературной водой, могут образоваться физические смеси первичных или промежуточных минералов с твердыми растворами.

Гидратация силикатов обычно сопровождается частичным вытеснением гидроксидом (H₂O) оснований (K, Na, Ca, Mg и др.) без разрушения решетки минерала, в результате чего образуются так называемые «выщелоченные» минералы. Если силикат имеет эндотермическую высокотемпературную остановку, последняя начинает при этом снижаться. Гидратация имеет довольно широкий интервал в решетках со слоистой структурой, меньший — в структурах цепочек и весьма ограниченный — в решетках с островной структурой; она носит спонтанный характер и в решетках с островной структурой приводит к их быстрому разрушению (к гидролизу). Вытеснение из решетки разных групп оснований идет с разной интенсивностью и носит избирательный характер в зависимости от характера электровалентных связей катионов оснований и места занимаемого им в решетке. В результате получают остановки в изменении состава выщелачивающихся силикатов; дальнейший вынос катионов ведет уже к разрушению решетки и через стадию аморфизации к образованию новой. Выщелоченные части силикатов с остатками нетронутых частей образуют физические смеси. В результате образуются минералы переменного состава, «мутабильные», по А. Е. Ферману (1913).

Гидролиз силикатов ведет к распаду мутабильных соединений и к образованию новых минералов с новой решеткой. При гидролизе силикатов в случае островных структур с плотнейшей упаковкой происходит распад минерала на составляющие его окисы; то же происходит в случае структур цепочек, но кремнезем соединяется здесь или в кремнеземистые комплексы (кремневые кислоты Чермака) или образует алюмо- и феррикремнеземистые комплексы, если Al или Fe замещают Si. В случае островных структур, наряду с комплексами из SiO₂ выделяются и алюмо- (ферри-) кремнеземистые комплексы. Слоистые решетки распадаются в случае сложных (зеркальных) слоев или присутствия Al в четверной координации сначала

на алюмо-феррисиликатные комплексы, а затем на отдельные окислы, как последние конечные устойчивые продукты распада.

Последовательность образования новых минералов является функцией стадийного процесса самого выветривания, при котором рН не остается постоянным, а подвержен изменению по мере выщелачивания оснований, миграции отдельных окислов и изменения в связи с этим растительного покрова. «Конечные продукты» выветривания — понятие условное, они «конечные», т. е. «устойчивые» в определенных интервалах рН и меняются в связи с изменением рН по мере развития профиля выветривания.

В этих условиях длительность существования каждого минерала определяется длительностью существования воздействующей среды, определенным интервалом рН, солевым составом, его концентрации и «инертностью» самого минерала к внешним воздействиям. «Инертность» или «устойчивость» минерала определяется структурой решетки, ее энергией и распределением последней по отдельным частям решетки. Поэтому стадийность образования новых минералов не представляет собой обязательного саморазвивающегося до конца процесса с неизбежными, всегда определенными переходными минералами, а является процессом, который направляется физико-химическими условиями изменяющейся среды и связанными с последней направлениями химических реакций, а также интенсивностью последних.

В результате процесс нового минералообразования может получить тот или иной уклон, может развиваться то медленно, то более быстро, и отдельные его стадии могут сократиться до кратковременного и даже эфемерного существования, или наоборот, процесс нового минералообразования может задержаться или даже остановиться на какой-либо стадии.

Глава IV

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СВЯЗИ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

За последнее время очень большая и серьезная работа в области изучения стадийного выветривания и образования глинистых минералов произведена американскими и советскими почвоведомы при изучении коллоидных фракций (от 0.2 μ и меньше).

Л. Т. Александер, С. В. Хендрикс и Р. А. Нельсон (1939) при исследовании коллоидов из главнейших типов почв США приходят к выводу, что коллоиды содержат:

в красноземах оподзоленных — каолинит и гематит,
в серобурых подзолистых почвах — каолинит и гидратированную слюду,
в черноземах — каолинит, гидратированную слюду и монтмориллонит,
в пустынных почвах — мало каолинита, смесь гидратированных слюд и монтмориллонита.

Келли и Дор (1937) для калифорнийских почв считают характерным при первых стадиях выветривания образование минералов монтмориллонитовой группы, для последующих более кислых стадий — каолинитовой группы.

Фейстель, Детли (1939), Андерсон и Гендрикс изучали почвы северо-западной части Северной Америки от северной Аляски до Гудзонова залива и Лабрадора. Коллоидная часть почв состояла из гидратированных слюд (75—92%) и каолинита (15—20%).

Чрезвычайно интересно исследование И. Д. Седлецкого коллоидных фракций (от 0.1 до 0.2 μ) почв Советского Союза, сопоставленных им в табл. 2.

Таблица 2

Характеристика коллоидных фракций 0.2 μ почв СССР
(по И. Д. Седлецкому)

Климатические зоны	Ряды почв (по Виленскому)	Типы почв и свойственные им коллоидно-дисперсные минералы			
Полярная	Литогенный		Тундровые почвы: кварц, гидромусковит		
Холодная	II-Si-Al-литный				Подзолистые почвы: кварц, каолинит, гидромусковит, (гор. А ₂), гидрогетит (гор. В)
Умеренная	Ca-Si-Al-литный	Сероземы: бейделлит, мусковит, серицит	Каштановые почвы: монтмориллонит, мусковит, серицит	Черноземы: монтмориллонит, мусковит, серицит	
Субтропическая	Fe-Si-Al-литный		Желтоземы: нонтронит, галлуазит, гидрогетит, гидрогематит	Красноземы: галлуазит, гидрогетит, гидрогематит	Подзолистые почвы субтропиков: кварц, галлуазит, нонтронит (мало), гидрогетит (В)
Тропическая	Fe-Al-литный			Латериты: метagalлуазиты, гематит, гиббсит	Подзолистые почвы тропиков: кварц, метagalлуазит, гиббсит, гематит (мало)

Исходя из четырех стадий выветривания, различаемых Б. Б. Полюновым (1934), обломочной (соответствует дезинтегрированным породам по нашей терминологии), обизвесткованной (соответствует нашей зоне выщелоченных и карбонатизированных пород), ненасыщенной или кислой силитной и сифферитной зоне, или зоне водных силикатов Al и Fe, по нашей терминологии, алитной (охристой у нас), И. Д. Седлецкий (1942₂) намечает для каждой стадии следующие, характерные по его мнению минералы (табл. 3):

Таблица 3

Минералогическая характеристика стадий выветривания
(по И. Д. Седлецкому)

1. Обломочная	2. Насыщенная — силитная	3. Ненасыщенная — силитная	4. Алитная
Минералы породы	Монтмориллонит, бейделлит, мусковит-серицит	Каолинит, кварц, галлуазит, нонтронит	Гематит, гиббсит, метagalлуазит

Эти идеи подкрепляются И. Д. Седлецким (1942₁) данными по исследованным им слоям шаровой отдельности авгитового порфирита, которые дали во внутренних слоях монтмориллонит (бейделлит) с мусковит-серицитом, в наружных — галлуазит, гидрогётит и гидрогематит¹. Отсюда И. Д. Седлецкий делает вывод, что значение исходных пород для образования продуктов выветривания не столь велико, как до сих пор полагали. Он считает, что «решающим определением характера и состава вторичных минералов являются не породы, но условия и характер процесса выветривания этих пород». «Порода в этом случае накладывает свой отпечаток на второстепенные компоненты, не являющиеся обязательными для данного типа почв» (1942₁).

Однако нельзя все же отрицать, что серпентиниты ни при каких условиях не образуют мощных, в 5—10 и 40 м, залежей остаточных каолинов, равно как и то, что граниты не дают нонтронитов такой же мощности, хотя коллоидные фракции из обеих пород будут содержать в каком-то количестве соответствующие климатическим зонам минералы; точно так же зоны большой мощности охр и железных руд дают основные породы, богатые темноцветными минералами, а не граниты. Правильное решение сводится к тому, что для пород определенного состава в пределах возможных для них вариантов образуется тот, который соответствует данным климатическим зонам. Те варианты, которые, исходя из данного состава пород, не могут иметь места из-за отсутствия необходимых в достаточном для них количестве элементов (Al, K и т. п.) или сочетания этих элементов, ни при каких условиях не образуют требуемого по теоретической схеме Седлецкого горизонта сколько-нибудь значительной мощности².

И. Д. Седлецкий изучает коллоидные фракции (0.2 μ) почвенных горизонтов A и B, где синтетические продукты преобладают над продуктами гидролитического расщепления, а не все фракции во всех горизонтах профиля выветривания. Диапазон развития минералов-стандартов климата — у И. Д. Седлецкого настолько широк, что они одни сами по себе могут дать только слишком общие широко развитые климатические пояса. Для коры выветривания, особенно древней, не отдельная коллоидная фракция сама по себе определяет тип выветривания, а относительный количественный минералогический состав всех фракций, включая и коллоидные, в отдельных зонах и во всем профиле выветривания в целом, т. е. весь парагенетический комплекс в последовательности налегания горизонтов друг на друга. К сожалению, работ, которые охватывали бы все фракции во всех горизонтах, пока имеется мало.

Надо, однако, резко подчеркнуть, что не всегда тот или другой минерал проходит все стадии в указанном нами порядке. За последние годы описаны случаи резкого отклонения, когда крайние, конечные стадии развиваются раньше промежуточных. Так, Гаррисон (1938) описал случай более раннего образования гиббсита (непосредственно из полевого шпата) и позднейшего галлуазита. Ф. Гарди и Г. Родригес (1939) описали продукты разложения андезитовых и базальтовых лав (из Гренады в Британской Вест-Индии), когда вокруг первоначальной породы имеется слой латерита (1—3 см толщиной), содержащего 38% гиббсита и 29%

¹ По нашему мнению, нонтронит следует перенести в стадию 2, метагаллуазит в стадию 3, кварц может быть в стадиях 2 и 3. На шаровой отдельности дунита Красноуральского месторождения платины нами наблюдалось в наружном слое развитие нонтронитизированной каймы, в глубже лежащем — карбонатизированной, в ядре — свежий дунит.

² В любом районе развития древних кор на различных породах можно убедиться в различии их минералогического состава (см. профили выветривания, часть 1 этой монографии).

метагаллуазита, а на ней пестрый слой от 0.3 до 1.2 м, содержащий 5% гиббсита и 74% метагаллуазита, за которым следует красный слой мощностью в 0.3—1.5 м с таким же количеством гиббсита и 68% метагаллуазита и почвенный аналогичной мощности с 3% и 56% соответствующих минералов. Авторы объясняют подобные случаи позднейшими процессами ресиликатирования гиббсита, т. е. процессами не гидролитического, а синтетического характера.

В настоящее время можно считать более или менее доказанными следующие условия минералообразования в коре выветривания.

1. Карбонаты связаны с полусухим и сухим климатом, теплым или жарким (степь, полупустыня и пустыня).

2. Сульфаты служат признаком осолонения грунтов в условиях сухого и жаркого климата (полупустыня, пустыня и частично степь).

3. Кремнезем в виде опала, халцедона и кварца свойственен отложениям пустыни или полупустыни.

4. Гидроокислы и окислы марганца связаны большей частью с влажным климатом вне зависимости от температуры (равно как и «пустынным загар») в условиях кислых сред.

5. Гидроокислы железа приурочены к влажному климату, как умеренному, так и теплomu и жаркому, причем гидрогематит чаще приурочен к условиям сильной инсоляции и более сильных концентраций солей. При более влажных условиях и кислых средах процесс образования гидроокислов железа протекает интенсивнее. Важно также отсутствие значительных количеств гуминовых кислот, легко восстанавливающих и вымывающих железо.

6. Гидрослюды образуются в условиях слабокислых сред в разных климатических поясах, большей мощности в теплых, где диссоциация H^+ достигает больших величин, и меньшей — в холодных.

7. Каолиниты связаны с кислыми средами, образующимися в условиях влажного климата, начиная с умеренного и главным образом в теплом и жарком (субтропики, тропики, болота), где количество диссоциированных ионов водорода (HCO_3^- и органических кислот) достигает максимальных величин, и особенно среди легковыщелачиваемых пород, содержащих K и Na.

8. Галлуазиты образуются в условиях нейтральных или весьма слабых кислых сред среди пород, где основанием служат ионы Ca^{++} и Mg^{++} , в условиях климата от теплого до умеренного.

9. Бейделлиты и монтмориллониты, глиноземистые и железистые, связаны преимущественно со средними или щелочными средами, существующими при полусухом и теплом климате (степи, полупустыни), среди труднее выщелачиваемых пород, содержащих Ca, Mg.

10. Гиббсит образуется в условиях тропиков и субтропиков при сильном увлажнении, преимущественно на основных породах.

Коллоидные фракции отдельных типов почв характеризуются следующим минералогическим составом.

Красноцветные почвы отличаются наличием тонких фракций галлуазита и гидрогематита (гидрогетит присутствует в небольших количествах), доказано полное отсутствие леверрьерита и гиббсита, монтмориллонит встречается в начальной стадии выветривания и вскоре преобразуется в галлуазит. При развитии на красноземе подзолистого процесса галлуазит сохраняется, гидрогематит выносится, накапливается кварц.

На черноморском побережье Кавказа, кроме красноцветной коры выветривания (краснозема), имеются, по Б. Б. Полюнову (1936, 1944), более молодая (менее зрелая) «серая» кора выветривания и переходные

между ними стадин. По И. Д. Седлецкому (1941), в коллоидную фракцию серой коры входят галлуазит, монтмориллонит, гидрогематит. Шаровые отдельности этой коры (первичная порода — авгитовый порфирит) показывают изменение pH от 8.80 в центре шара до 6.40 к его поверхности, причем с большими pH (в центральной части) связаны монтмориллонит и бейделлит, с меньшими, кроме монтмориллонита и бейделлита, также и галлуазит (см. также стр. 40).

Л а т е р и т ы . В коллоидных фракциях латеритных почв преобладают, по Гарди и Родригесу (1939), гиббсит в нижних горизонтах, непосредственно примыкающих к породе, и каолинитоподобный минерал, гематит и кварц в верхних горизонтах, т. е. в почвах. В табл. 4 приводим их подсчет (в %).

Таблица 4

Количественная характеристика минералов по отдельным горизонтам латеритных почв

Горизонт	Гиббсит	Каолинит	Кварц	Магнетит	Фракция <2 μ		
					гиббсит	каолинит	кварц
Поверхностный	3.1	56.4	3.3	6.7	5.7	75.6	1.2
Красный	5.0	68.5	2.8	8.4	9.3	70.8	3.5
Пестрый (переходный)	4.6	74.3	1.1	9.0	14.5	48.3	0.1
Латерит	38.1	28.6	2.8	12.6	40.5	18.0	0.3

Латеритный горизонт содержит, кроме того, 17% аморфных веществ, из них 2% свободной кремнекислоты, 10.8% свободных окислов железа, 2.5% титана, 1% оснований и 1% свободной воды. Гарди и Родригес принимают каолиноподобный минерал за метагаллуазит. Увеличение содержания метагаллуазита в переходном горизонте они объясняют подъемом SiO_2 снизу вверх и образованием вместе с гиббситом — водного алюмосиликата. Уменьшение содержания этого минерала в верхних горизонтах связано уже с кислыми процессами в поверхностном горизонте, который и является современной почвой. Нельзя не указать на все увеличивающиеся в настоящее время данные об ином образовании, возможно, особого типа латерита. В статье З. Ю. Шокальской (Почвоведение, 1946, № 7) излагаются данные Р. Л. Пендельтона о латеритах Таи (Индокитай), как об элювиальном горизонте, образующемся у верхнего горизонта грунтовых вод. В виде твердой корки на поверхности латерит встречается только в тех случаях, когда в связи с изменением базиса эрозии происходит смыв поверхностных горизонтов почвы, обнажающий латеритную плиту. Лакруа и Марбут еще раньше указали на прекращение развития латеритизации с момента разрыва нивязи поверхности с грунтовыми водами (долина р. Амазонки). Последний подобного типа образования называет «латеритами грунтового увлажнения».

С о л о н ц ы . Работами современных, главным образом советских, почвоведов (Ковда и Быстров, Антипов и Каратаев, Иванова), выдвинут тип щелочного солонцового выветривания с их трансформацией в остепненные (безгипсовые солонцы, солонцоватые, каштановые и черноземы-

стые почвы и одерненные) почвы. Сильно щелочная среда ($pH > 10$ и до 8) ведет к образованию в почве монтмориллонита, бейделлита и серицита, выпадающих из растворов.

Резюмируя данные И. Д. Седлецкого, приведенные в его монографии «Коллоидно-дисперсные минералы главнейших типов почв СССР», т. II, 1942 г., можно свести их в следующую таблицу (табл. 5).

Таблица 5

Минералогический состав коллоидных фракций почв СССР
(по И. Д. Седлецкому)

Типы почв	Образующиеся минералы
Сероземные	Бейделлит, мусковит, серицит
Каштановые	Монтмориллонит, мусковит, серицит
Черноземные	» » »
Подзолистые северных областей	Кварц, каолинит, гидромусковит
Подзолистые из элювия основных пород	» » »
Подзолистые субтропиков и желтоземов	Галлуазит, гидрогётит, гидрогематит (кварц (?), нонтронит)
Красноземы и красноземные	Галлуазит, монтмориллонит, гидрогематит, гётит, кварц (метагаллуазит)
Латериты и латеритные	Гиббсит (каолинит, кварц)
Солонцы содовые, солончаковые	Монтмориллонит, серицит, мусковит, кварц, бейделлит, керолит, доломит, кальцит
Солонцы сульфатно-хлоридные и остаточные солончаковые	Монтмориллонит, мусковит-серицит, гидрогётит, бейделлит, кварц (каолинит), доломит
Солоды и осолоделые почвы	Монтмориллонит, мусковит, серицит, галлуазит, метагаллуазит (кварц)

Обратимся к коре выветривания, связанной с породами семейства габбро и серпентинитов. Из профилей коры, приведенных в части 1 этой монографии, следует, что из глинистых минералов отмечаются в продуктах выветривания:

диабазов	галлуазит, нонтронит, монтмориллонит, каолинит, гидроокислы железа, карбонаты;
габбро	монтмориллонит, нонтронит, галлуазит, каолинит, гидрогётит, карбонаты, хлорит;
габбро-диабазов	монтмориллонит, галлуазит, нонтронит, каолинит, карбонаты, хлорит;
габбро-амфиболитов	галлуазит, каолинит, нонтронит, гидроокислы железа, карбонаты, хлорит;
пироксенитов	галлуазит, нонтронит, гидроокислы железа, халцедон, хлорит;
серпентинитов	нонтронит, монтмориллонит, галлуазит, аллофан, бейделлит, карбонаты, опал.

По типу ассоциаций минералов наши продукты разложения ближе всего подходят к красноземам, характерно отсутствие в них гиббсита; почти повсеместное присутствие карбонатов позволяет сравнивать их (особенно продукты разложения серпентинитов) с черноземным типом.

Подобное механическое сравнение было бы, однако, не совсем правильным. Дело в том, что в таком сложном объекте, как древняя кора выветривания, мы имеем ряд наложенных процессов, которые могут затемнить первичные продукты разложения, а, кроме того, древнее выветривание не совсем идентично с процессами современных типов почвообразований.

Тот профиль, который мы имеем теперь, сложился исторически и должен быть расчленен на первичные и наложенные элементы (см. стр. 95—96). Уже на таком элементарном молодом почти современном профиле, как красноземы Аджарии, Б. Б. Полюнов (1936 и 1944) отмечает древнюю кору выветривания, более выщелоченную и обедненную основаниями, и молодую современную кору, типа подзола, с накоплением кальция, магния, кварца и галлуазита.

В породах семейства габбро наблюдаются следующие стадии выветривания:

1. Образование монтмориллонита и карбонатов с небольшим количеством гидроокислов железа.
2. Образование галлуазита и вымывание карбонатов.
3. Образование гидрогётит-гётит-гидрогематитового горизонта.

Первая стадия связана со щелочным выветриванием в условиях сухого климата, отчасти она, может быть, аналогична образованию чернозема в субтропиках. Вторая стадия, несомненно, связана с сильным увлажнением климата и разложением монтмориллонита в галлуазит, который и является преобладающим минералом, — это стадия типа красноземного выветривания. В третьей стадии происходит выветривание тропических подтипов с накоплением гидроокислов железа, разложением нонтронитовых минералов, сохранением галлуазита или превращением его в метагаллуазит и каолинит, т. е. появлением минералов типа краснозема. Частично этот минеральный состав связан со стадийным развитием самого профиля.

Как здесь, так и в дальнейшем мы не ставим полного знака равенства между современными типами почв и древними, а говорим о подобии, так как растительный покров в древнее время состоял из иных сообществ, чем ныне (например, трав в юре еще не было, не было и степей).

В продуктах выветривания серпентинита различаются стадии:

1. Образование выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов с большим количеством магнезита, со щебенчатой верхней зоной в условиях сухого и жаркого климата.
2. Образование нонтронитов (ферримонтмориллонитов и феррибейделлитов) и карбонатов магния (магнезита-доломита) с частичным сохранением кремнезема (силицификация) и образованием водных силикатов магния.
3. Разложение нонтронитов с частичным образованием ферригаллуазитов и с накоплением кремнезема и никелевых силикатов.
4. Более сильное разложение нонтронитов и разложение ферригаллуазитов до гидрогётита, гётита и гидрогематита с накоплением кремнезема, вымыванием карбонатов и замещением их кремнеземом.

Первая стадия соответствует щелочному выветриванию, во второй стадии климат увлажняется, в третьей и в четвертой он становится еще более влажным. Следует отметить, что четвертая стадия на Южном Урале не получила большого развития; не была сильно развита или, возможно, не была особенно длительной и третья стадия.

Господствующее значение имеет нонтронитовое выветривание, образовавшее на Южном Урале мощную кору, которую последующие процессы

наложения, охватившие только их верхние горизонты, не успели полностью преобразовать, в отличие от Среднего Урала, где этими процессами почти полностью разложена первичная кора. Причины различной интенсивности наложенных процессов для разных пород кроются, как нами было уже указано, в свойствах самой породы, а именно — в более быстром вымывании кальция из габбро, чем магния из серпентинитов, удерживающих его упорнее и длительнее, в связи с чем и более кислая среда здесь создается медленнее. В результате галлуазиты в габбро начинают образовываться интенсивнее и раньше спускаются в более низкие горизонты, чем в серпентинитах. Подчеркнем еще раз, что, благодаря стадийному развитию профиля выветривания, вымывание оснований в верхних горизонтах влечет за собой образование все более и более кислого характера среды.

В условиях все больше увлажняющегося климата этот процесс, понятно, резко усиливается; поэтому новообразование минералов и их горизонтов носит в разных климатических условиях не столько качественный, сколько количественный характер. Без этих последующих процессов наложения, указанные нами вторая и третья стадии в образовании минералов профиля выветривания не были бы так резко количественно выражены, как это имело место при все продолжавшемся увлажнении климата.

Здесь необходимо отметить еще два важных момента: топографический и тектонический. Неровный микрорельеф создавал разные условия для выветривания в ложбинах и на более высоких точках рельефа: в первых преобладало гумидное щелочное выветривание, во вторых — более сухое карбонатное и окремнение.

В профиле выветривания серпентинитов имеется одна особенность, обычно не наблюдающаяся у других пород, а именно — значительное участие в нем свободного кремнезема. Этот факт объясняется различным минералогическим составом исходных пород: в то время как обычно присутствующие в большем или меньшем количестве щелочи дают с SiO_2 растворимые силикаты, в серпентинитах их отсутствие естественно затрудняет вымывание SiO_2 из продуктов выветривания; вероятно также, что CaO вызывает большую растворимость SiO_2 , чем MgO , так как волластонит частично в воде растворим (Tamm, 1930). К этому добавляется и большее количество SiO_2 , которое выделяется при разложении серпентинита (для образования одной части нонтронита необходимо, в среднем, три части серпентинита).

В повышенных точках рельефа, где в верхних зонах коры преобладают более низкие pH, происходит разложение серпентина до карбонатов, гидроокислов кремнезема и железа; кремнезем осаждается непосредственно и, кроме того, мигрируя вниз, вытесняет карбонаты; отсюда — образование силифицированных холмов и шапок.

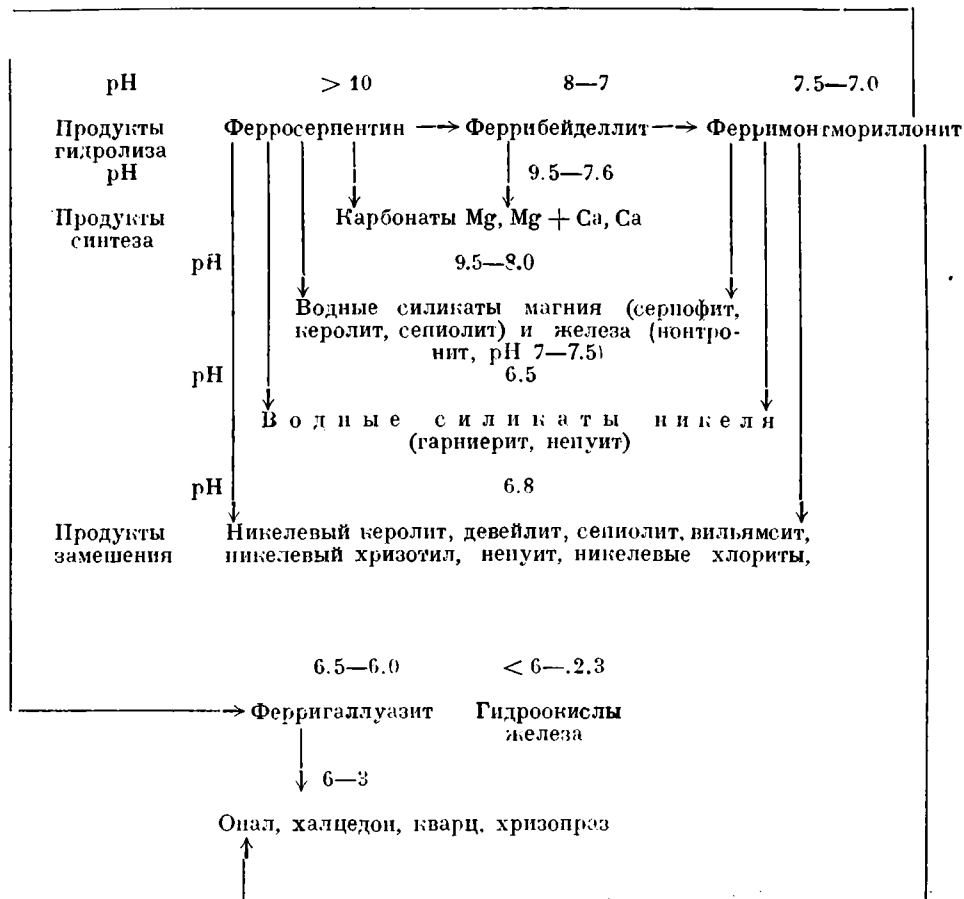
Несколько иначе процесс протекает вдоль трещин и раздробленных зон: здесь создается гумидная обстановка, разложение серпентина доходит до конечных продуктов, в результате концентрируются окислы железа (Fe_2O_3) и происходит окремнение нижележащих пород и стенок трещин (см. также часть 1) (образование водных феррисиликатов происходит весьма слабо).

Наши профили не увязываются с современными почвенными профилями, они более сложны и имеют свои особенности, отчасти потому, что они более древние, отчасти в связи с тем, что современные профили, особенно субтропиков и тропиков, минералогически изучены пока слабо и довольно односторонне.

ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

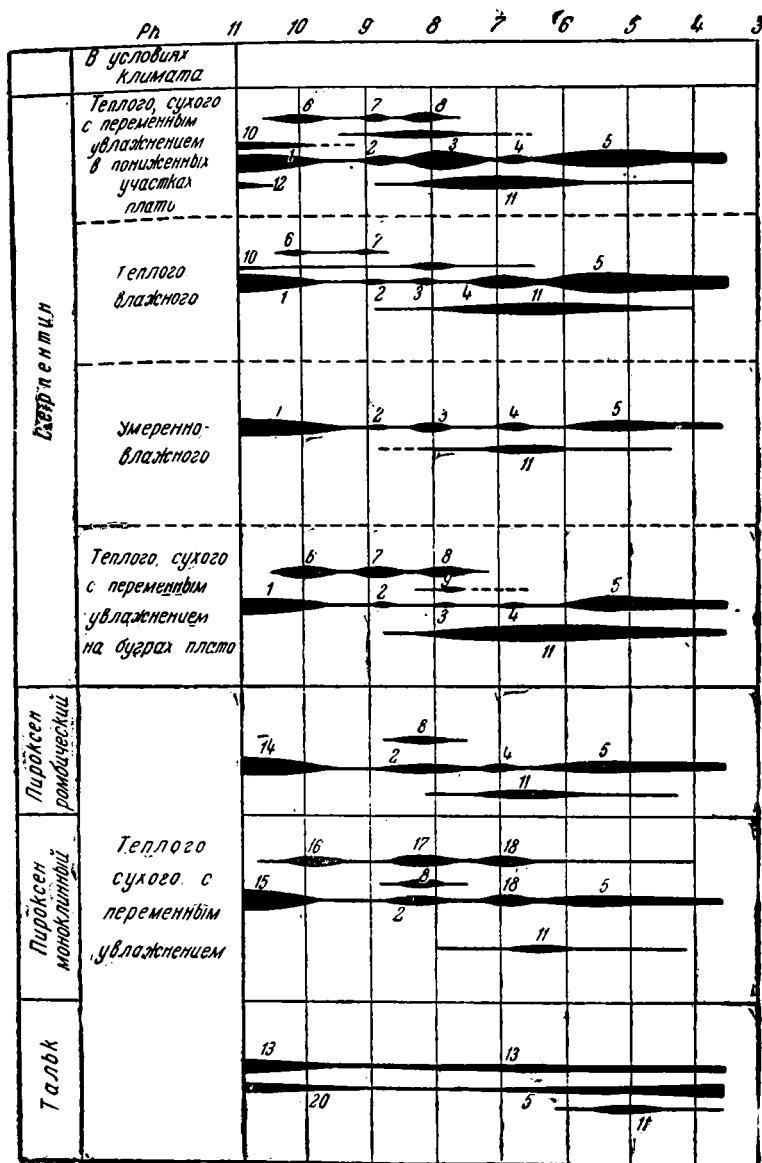
ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНОВ

При сухом (семиаридном) теплом климате с то влажными, то сухими периодами года в пониженных частях древнего микрорельефа, как нами было указано на стр. 47, выветривание серпентина проходит следующие стадии (см. также фиг. 23):



с ответвлением в основном плече (правом) магниевых и никелевых силикатов (в особенности магниевых) и карбонатов, а в кислом (левом) — минералов кремнезема (опала, халцедона, кварца) и гидроокислов железа и марганца. Если образование ферримонтмориллонита, феррибейделлита и их смесей из серпентина можно считать теоретически обоснованными, то образование феррибейделлита как промежуточной стадии среди продуктов выветривания серпентина не всегда ясно; во всяком случае, если оно и происходит, то кратковременно, так как обильное выделение SiO_2 при разложении серпентина и присутствие иона Mg в большом количестве приводят к образованию не феррибейделлита, а ферримонт-

мориллонита. (О возможном существовании феррибейделлита мы судим главным образом по позеленению серпентина, хорошо заметному под



Фиг. 23. Схема возможных стадий выветривания главных минералов ультраосновных пород в зависимости от pH

1 — серпентин; 2 — феррибейделлит; 3 — ферримонтмориллонит; 4 — ферригаллуазит; 5 — гидроокислы железа; 6 — магнезит; 7 — доломит; 8 — кальцит; 9 — водные силикаты никеля; 10 — водные силикаты магния; 11 — минералы кремнезема; 12 — брусит; 13 — тальк; 14 — пироксен ромбический; 15 — пироксен моноклинический; 16 — хлорит; 17 — гидрохлорит; 18 — галлуазит; 19 — гибсит; 20 — брейнерит.

микроскопом в начальные стадии процессов нонтронитизации.) Между границей существования серпентина (pH 9.5—10.5) и ферримонтмориллонита (бейделлита) (pH 8—8.5) остается свободное поле, где выпадают

карбонаты щелочных земель ($MgCO_3$, $CaMgCO_3$, $CaCO_3$), но, как мы указали выше, возможно также существование гидратированных силикатов магния, отличающихся друг от друга разным количеством воды. Правдоподобность этого предположения доказывается определением щелочности минералов, когда один и тот же минерал при отсутствии каких-либо внешних отличий показывает разную щелочность (см. стр. 27 и 33) в зависимости от вторичных процессов, развивающихся в первые стадии выветривания.

Одновременно следует отметить образование вторичных силикатов магния (керолита, серпофита) среди свежих серпентинитов на глубине вдоль трещин в пределах значительных мощностей — образование, принимаемое иногда за гидротермальное. Даже существование брусита не обязательно должно быть связано с гидротермальным процессом, так как для его образования необходимо, чтобы парциальное давление CO_2 в грунтовом воздухе было весьма незначительно, иначе говоря, чтобы CO_2 была вся израсходована в верхних горизонтах (см. стр. 24).

Во всяком случае, одновременное образование карбонатов магния и брусита не может происходить; брусит должен образоваться после выпадения карбонатов магния (т. е. глубже), так как в присутствии CO_2 он весьма легко растворяется. Появление брусита может быть приурочено к зоне катагенеза.

Выпадение золь SiO_2 теоретически происходит при концентрации рН около 5.7—8 и выше до 11.7; во всяком случае, уже при рН = 7, SiO_2 заметно растворяется. В профиле выветривания SiO_2 находится довольно низко, т. е. в интервалах минералов, которые образуются при рН около 8 и выше. Коагуляция золь при высоком рН связана со значительной концентрацией SiO_2 ; так, при рН 8.20—9.59, золь выпадает из растворов Na_2SiO_3 , когда концентрация SiO_2 составляет 0.047—0.074 моля на один литр (от 4 до 8.9 г/л).

В более высоких горизонтах, где рН понижается до 7 и ниже, SiO_2 выпадает при концентрации во много раз меньшей (20 мг на 1 л). Высокие концентрации в щелочных средах имеют место в породе или в момент разложения минерала (образование опала и халцедона в петлях и шнурах серпентина), или в условиях сильного испарения воды в капиллярной зоне, когда происходит максимальное выпадение осадков (образование опалов в прожилках).

Силикаты никеля начинают выпадать при рН = 6.5 и выше, вероятно, из слабо разбавленных растворов, так как к моменту, когда растворы SiO_2 концентрируются, основная масса никеля оказывается выпавшей (горизонт никелевых силикатов обычно находится выше горизонта опалов).

Что касается гидратов окислов железа, то их выпадение начинается при очень малом рН; но так как высокие рН не ограничивают пределы выпадения гидратов окислов железа, то они могут выпадать на протяжении всего профиля выветривания, хотя обычно большая часть их выпадает уже до рН 6.5—7.0.

Выше рН 6.0—7.0 начинается образование феррисиликатов (ферримонтмориллонита, ферригаллуазита, феррибейделлита), которые связывают окислы железа. Ниже рН 6.0 эти минералы являются неустойчивыми, и при их разложении происходит концентрация гидроокислов железа.

При нейтральных или слабо кислых условиях (рН 6.5—6.8) преимущественным развитием пользуются ферригаллуазиты, при более щелочных — ферримонтмориллониты. Возможно, что даже в пределах годовых колебаний осадков может образоваться то один, то другой минерал.

Следует остановиться на значении концентрации кислорода в грун-
товом воздухе («кислородном потенциале»). Если не считать почвенного
горизонта с сильной анаэробной деятельностью микроорганизмов, то со-
держание кислорода в зоне аэрации в грунте достаточно для процессов
окисления, хотя бы оно и убывало книзу, и лишь постольку, поскольку
существуют мертвые пространства, где в грунте отмечается отсутствие
всякого газового обмена, кислородный коэффициент резко уменьшается.
Во всяком случае, поверхность одинакового кислородного коэффициента
не представляет собой плоскости, параллельной наружной топографи-
ческой поверхности, а образует весьма прихотливую плоскость с коле-
баниями, достигающими десятков, а иногда (в зонах трещиноватости)
и более метров. В зонах насыщения и капиллярной содержание кисло-
рода начинает резко идти на убыль. Наряду с поверхностной циркуля-
цией воздуха в грунте (хотя и слабой) местами существует и подземная,
отчего иногда под свежей породой наблюдается зона окисления
(обохренная).

При переходе от полусухого климата к теплему влажному отдельные
стадии процесса выветривания меняются в интенсивности своего
проявления, так как растворы не только становятся более разбавлен-
ными, но иным в них становится и химический состав. Благодаря
обоем причинам вынос оснований идет энергичнее, и pH проникающих
вглубь растворов быстро уменьшается. Верхняя кислая часть профиля
выветривания, лишенная оснований, начинает преобладать над нижней —
щелочной.

При интенсивном промывании нижняя (щелочная) часть профи-
ля выветривания имеет небольшую мощность. Поэтому зона, содержа-
щая водные силикаты магния, а также карбонаты, уменьшается в сво-
ей мощности и быстро уступает место зоне с более стойкими в подобных
условиях (низкого pH) минералами — гидросиликатами глинозема и
железа. Еще выше и гидросиликаты железа (частично и глинозема) стано-
вятся мало устойчивыми и распадаются на гидроокислы железа и
выносимую из грунта (благодаря обилию воды) легко пептизирующую-
ся кремнекислоту.

На Южном Урале процесс выветривания серпентина в настоящее
время приближается к первому типу, но происходит менее интенсивно,
чем в мезозойское время, на Среднем Урале — ко второму типу, но также
протекает значительно слабее.

В условиях умеренного и особенно холодного климата и большего
количества влаги процессы нонтронитизации сказываются весьма слабо
и быстро переходят в процессы образования небольших количеств ферри-
галлуазитов и гидроокислов железа, причем карбонаты выносятся, крем-
незема образуется меньше, и он лишь частично выносится, частично же,
при благоприятных условиях (в присутствии известняков), концентри-
руется; само выветривание происходит вдоль трещин и не проникает
глубоко во внутренние части породы; нередко оно идет по оставшимся
следам древнего выветривания. Таким путем образуются «дезинтегриро-
ванные породы» (дресвянистые).

В пустынных местностях процессу свойственны свои особенности:
здесь особенно концентрируются карбонаты и минералы кремнезема; ще-
лочное выветривание преобладает, но отсутствие влаги затрудняет про-
цесс гидролиза, и химическое разложение развивается весьма слабо.

В краткие периоды ливней и дождей создаются временные усло-
вия, похожие на гумидные, и водные силикаты железа то обра-
зуются, то вскоре разлагаются с выделением окислов железа и крем-
незема.

Условия гумидного выветривания развиты вдоль дренирующих трещин и смятых зон, где образуются участки с быстрым стоком вод и интенсивным вымыванием оснований. В результате создается кислая среда. В слепых же трещинах при застойных водах возникает щелочная среда, концентрируются и выпадают карбонаты и водные силикаты магния. Аналогичная среда создается в зоне аэрации вдоль проветривающихся трещин, через стенки которых просачивается насыщенная растворами грунтовая вода (см., фиг. 24).

ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПИРОКСЕНОВ (АМФИБОЛОВ)

Выветривание ромбического пироксена (см. фиг. 23) протекает почти в той же стадийной последовательности, что и в серпентинах, с теми отклонениями, которые зависят от состава самого минерала. В условиях полусухого климата с пониженным увлажнением процесс идет в сторону образования бейделлита и феррибейделлита, образования же ферримонтмориллонитов не наблюдается. Кремнезема выделяется значительно меньше, точно так же меньше образуется и карбоната магния, зато часто встречается карбонат кальция (в виде арагонита).

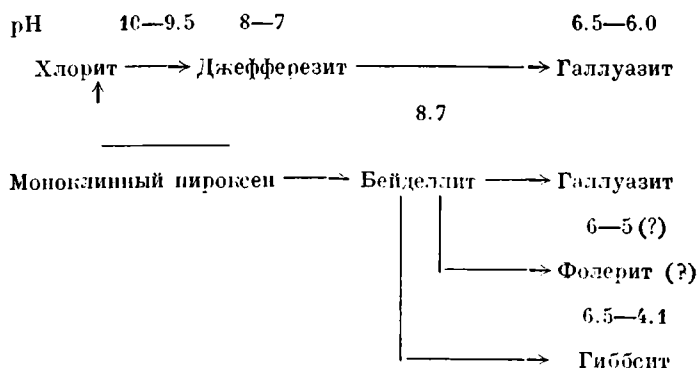
При гумидном выветривании вместо феррибейделлита развивается ферригаллузит, и идет преимущественно образование гидроокислов железа; карбонаты и кремнезем в значительной своей части вымываются. Так как во многих пироксенах содержание железа меньше, чем в серпентинах, то обохренная зона развивается слабее.

В моноклинных пироксенах, в связи с содержанием в них значительного количества Al_2O_3 , выветривание происходит несколько иначе. Са придает пироксену большую стойкость, и последние его остатки выделяются с трудом. При тех же условиях полусухого климата с переменным увлажнением и одинаковыми топографическими условиями образуются богатые глиноземом феррибейделлиты или бейделлиты с небольшим содержанием окиси железа.

Дальнейший процесс разложения при более низком рН ведет к образованию галлуазитов или ферригаллуазитов, в качестве же конечного продукта разложения образуются железистые глины, т. е. те же галлуазиты в смеси с гидроокислами железа, выделившимися при разложении феррисиликатов или окислении и гидратации магнетита породы. Кремнезема образуется сравнительно мало, карбонаты тоже появляются в небольшом количестве (см. фиг. 23).

Осложнение в изложенную схему вносится присутствием в пироксене хлорита, образовавшегося или при процессе гидротермального превращения амфибола и пироксена, или возможно, в процессе выветривания самого пироксена, так как наблюдается несомненное увеличение содержания хлоритов в продуктах выветривания. Очень трудно учесть, какое количество хлорита возникло за счет обогащения ранее образовавшимся минералом при выносе оснований из разлагающейся породы и сколько могло его образоваться при самом выветривании, если оно вообще имело место. В исследованиях как наших, так и других авторов постоянно указывается на образование хлорита при выветривании пироксенов и амфиболов. Ясно, что образование из этих минералов хлорита, если и происходило, то только в щелочной среде (рН около 9.5—10) в самые ранние стадии выветривания и в зоне, небогатой кислородом или лишенной его. Дальнейшее выветривание хлорита идет через образование гидратированных хлоритов (джеффerezитов) к галлуазитам. Поэтому возможно, что в моноклинном пироксене (и амфиболе) ранее

изложенный процесс разложения и разложение через хлоритовую стадию идут параллельно.



При известных условиях бейделлит и галлуазит дают гидраты окиси алюминия — гиббсит.

В бейделлит превращается та часть минерала, которая не успела превратиться в хлорит в глубже лежащей зоне.

Мы коснулись здесь нового процесса, связанного с образованием гидраргиллита — гиббсита. Этот процесс наблюдается не только при выветривании цветных минералов, но и при выветривании основных полевых шпатов. Он протекает в узких пределах pH, сейчас же за полем существования галлуазита.

Весьма возможно, что галлуазит является промежуточной стадией к бокситизации основных пород (Harrison, 1938; Bauer, 1898, стр. 43—44), возможно также, что галлуазит превращается в фолерит, а последний, вероятно, в еще более богатый глиноземом силикат. К сожалению, эти стадии превращения никем не изучены. В этом отношении большого внимания заслуживают опыты Т. Е. Красенской (1929), извлекавшей из галлуазита до 50% и больше глинозема посредством пептизации его водными растворами золя кремниевой кислоты. Опыты Красенской доказывают относительную легкость вымывания отдельных компонентов из галлуазита; поэтому и в разбираемом нами случае мы включили в схему соответствующее ответвление для образования гиббсита, имеющего место в условиях влажного и теплого климата. Нельзя не обратить внимания на то, что некоторые продукты выветривания хлоритов имеют отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, равное 2.3—2.4, т. е. такое же, какое существует в анаукситах.

ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И СЛЮД

Процесс последовательного минералообразования при выветривании полевых шпатов и слюд приведен нами выше (стр. 33). Стадии ортоклаз → серицит → гидратированные слюды наблюдаются при выветривании каликатровых полевых шпатов Мурмана на широте Полярного круга, также в Прибалтике. В этих широтах процесс выветривания на этом заканчивается (П. А. Земятченский). Образование «иллитов» описано Гриммом из США (1937) и ныне прослежено Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1942) на Урале. Д. С. Белянкиным указано на образование «монотермита» и его существование, первоначально на огне-

упорных глинах Часов-Яра (1942), затем в месторождениях Урала (В. П. Петров, 1942). Гидрослюды оказались более распространенными, чем это казалось раньше. Особенное развитие они получают при выветривании кварцево-серицитовых и глинистых сланцев.

Монтмориллонитовая фаза теоретически вытекает из решетки слюды, она доказана образованием бентонитов из основных пород, монтмориллонитов из сильно основных полевых шпатов, но она пока совершенно не констатирована в сколько-нибудь заметных количествах среди остаточных месторождений каолина, даже в нижних их горизонтах.

Возможно, эта фаза в условиях каолинизации (быстрое наступление низкого рН) является крайне неустойчивой и быстро переходящей, в связи с чем количества монтмориллонита очень незначительны, и монтмориллонит легко мог быть пропущен, так как наши исследования даже каолинов не были до сих пор достаточно внимательными и детальными. Во всяком случае Гримм настойчиво указывает на присутствие монтмориллонита во всех глинах, в том числе и каолинах, и даже определяет количественное его содержание.

Галлуазитовая фаза у основных полевых шпатов наблюдалась многократно, но для кислых полевых шпатов мы указаний на эту фазу не находим. Возможно, что в силу более быстрого выщелачивания оснований она весьма быстро проходит здесь из метagalлуазитовой стадии в конечную — каолиновую.

Нами уже было указано, что в основных полевых шпатах не образуется стадий гидратированных слюд. Вероятно, основной полевой шпат сразу переходит в монтмориллонитовую стадию, минуя стадию слюды (или быстро переходя через нее). В кали-натриевых полевых шпатах процесс идет иначе; здесь ярко выражена гидрослюдистая стадия и почти отсутствует монтмориллонитовая.

Упомянем исследования Росса и Керра о каолининовом ряде:

	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$
Анауксит	2.8 : 1
»	2.4 : 1
Каолинит	2.0 : 1
Фслерит	1.7 : 1
»	1.4 : 1

Анауксит, у которого отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ несколько ниже, чем у бейделлита, может являться переходной стадией от бейделлита к каолиниту. В фолеритах это отношение приближается к таковому у аллофанов.

Указанные минералы редко констатируются; поэтому возможно, что между монтмориллонитом и каолинитом имеются еще и другие переходные группы (напомним, что отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : 3\text{SiO}_2$ в бейделлитах только теоретическое, на самом же деле, оно колеблется от 3.0 до 3.51).

Не исключено, что и каолинит является хотя и устойчивой, но все же не конечной при всех условиях стадией. Фолерит образуется, вероятно, не из каолинита, а из галлуазита, или может быть даже на более ранней стадии.

Исходя из изложенного, в профиле выветривания каолинизированных кислых и средних пород следовало бы различать: 1) зону «гидрослюд» или слабо разложенных пород и 2) выщележащую «зону каолинизированных пород», сильно разложенную. К сожалению, до сих пор ни мы, ни другие исследователи не занимались изучением полного профиля выветривания на каолинизированных породах, и в настоящее время нет ни

полного качественного, ни тем более количественного учета минеральных составляющих отдельных горизонтов—этого столь распространенного и всем известного профиля. Точно так же отсутствует такой профиль и для лабрадоритов (И. И. Гинзбург, 1912).

Это теоретическое положение подтверждено за последние годы диссертацией о «белых глинах Урала» В. П. Петрова (1946), в которой им убедительно доказано существование на гранитах профиля: каолин → гидрослюда → дресва → гранит.

Особенность профиля выветривания пород, содержащих кали-натриевые полевые шпаты, заключается в наличии мощной зоны с низким рН и узкой зоны с высоким рН. Это объясняется легкой растворимостью солей калия и натрия, благодаря которой основания быстро выносятся даже при небольшом количестве влаги; большое количество кварца в породе усиливает дренажную способность разложившихся пород, и кислая среда создается и развивается здесь весьма энергично и быстро.

Наоборот, породы, сложенные из основных полевых шпатов, как, например, лабрадориты, имеют небольшую по мощности зону разложения и очень маломощную (10—30 см) переходную зону к свежим породам. Дренаживание здесь крайне затруднено (оно возможно только вдоль трещин), щелочная среда удерживается длительнее из-за более трудной растворимости карбоната кальция, и зона с низким рН развивается крайне медленно.

Отдельной ветвью, отходящей от галлуазита, является гидрагиллит; повидимому, он образуется не как продукт разложения каолинита, а во время образования последнего из минералов групп: бейделлита, галлуазита, может быть и фолерита. Гаррисон и Гарди (см. стр. 44) указывают на непосредственное его образование из полевых шпатов.

Несмотря на то, что К-Na-полевые шпаты должны при каолинизации освобождать значительное количество SiO_2 , последняя только редко выделяется в виде отдельных минералов, чаще всего в виде опала, пропитывающего породы и концентрирующегося в прожилках, отдельных зернах, гнездышках и т. п., в так называемых «пеликанитах»; обычно же здесь SiO_2 вымывается. В отсутствии темноцветных компонентов зона охр не образуется, или вместо нее образуется небольшая по мощности зона обохренных глин.

На минералы, образовавшиеся из К-Na-полевых шпатов, последующее изменение климатических условий меньше влияет, чем на породы, образовавшиеся из других минеральных компонентов, так как продукты выветривания их (слюда, каолинит) имеют более широкий интервал устойчивости, чем продукты разложения Са- и Mg-содержащих силикатов монтмориллониты, галлуазиты и т. п.).

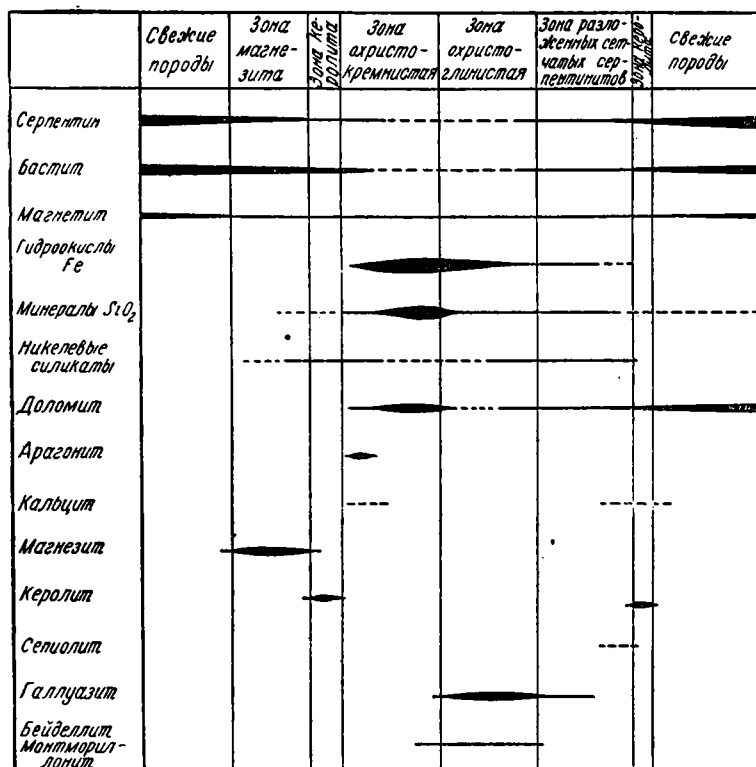
Глава VI

ЗОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Обобщая профили выветривания для районов с теплым влажным климатом, с попеременными дождливыми и сухими периодами года, мы можем выделить, кроме зоны первичных неизменных пород, три следующие основные зоны (снизу вверх):

1. Зону частично разложившихся (выщелоченных) пород, где из силикатов часть оснований вынесена (для ультраосновных пород и основных этой

зоной является зона карбонатизации и выщелачивания; для кислых пород — зона слабо- или полукаолинизированных пород, с большим содержанием слюды). Эта зона содержит большое количество первичных реликтовых минералов, а также новообразования, связанные с щелочной средой (рН зоны выше 9—8.5): гидратированные первичные минералы, слюды, хлориты, гидрослюда и гидрохлориты, водные силикаты магнезита, карбонаты. Зону частично разложенных (выщелоченных) пород иногда неправильно называют зоной цементизации (Б. П. Кротов).



Фиг. 24. Кора выветривания серпентинитов новоаккермановского типа.

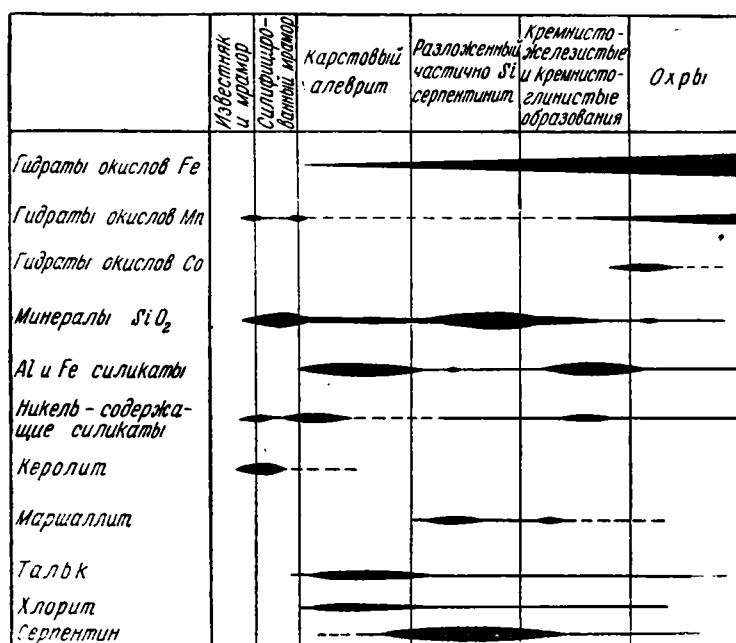
2. Зону сиазитов и сиферритов (зону глиноземистых и железистых глин), образовавшихся в условиях слабо щелочной, нейтральной и слабо кислой и кислой среды (рН 8.5—7.0—5.0), с минералами групп монтмориллонита и каолинита (монтмориллонит, бейделлит, анауксит, каолинит, галлуазит, фолерит с их железистыми аналогами, иногда и минералы гидроокислов алюминия), а в нижних горизонтах — также с минералами кремнезема и никелевых силикатов.

3. Зону полуторных окислов (железа, марганца, кобальта, в самых нижних горизонтах и гидраргиллита) (рН 5 и ниже). Эта зона особенно хорошо развита на ультраосновных породах и слабо на кислых.

На приложенных диаграммах (фиг. 24—25) указано место, занимаемое каждым минералом в той или иной зоне, и степень его развития в этой зоне (толщина линии).

Сухой климат или равнозначный ему повышенный рельеф вызывают отклонения в образовании как самих зон, так и слагающих их минералов. В 1 части настоящей работы (в. 80, 1946) указывается на слабое развитие в профиле выветривания и даже на полное отсутствие в этом случае железистых глин (нонтронитов), а так же на сильное развитие горизонта карбонатов и силифицированных пород, верхние горизонты которых несколько обогатены. Никелевые силикаты встречаются здесь в небольшом количестве и нередко вообще отсутствуют, точно так же здесь не отмечается и нахождения магниевых силикатов.

Трещинная система также способствует образованию кремненных зон в силу аналогичной причины: быстрого вымывания оснований и скорого наступления кислой среды, особенно разлагающей ферросиликаты. Карбонатные горизонты в этом случае образуются не всегда, зато сильно развиваются верхние горизонты охр (см. фиг. 24).



Фиг. 25. Кора выветривания серпентинитов на контакте с известняками.

В случае образования коры выветривания на серпентинитовых породах, покрывающих известняки, нижние горизонты коры получают свои специфические особенности: благодаря наличию тектонических брекчий и развитию карста происходит обрушение кровли кроющихся пород и, следовательно, усиление их трещиноватости. В условиях сухого климата на контакте с известняками развиваются кремненные зоны; особенно среди брекчированных горизонтов у контакта с известняками создается щелочная среда, способствующая выпадению никелевых силикатов, никелевых галлуазитов, ферригаллуазитов и галлуазитов, здесь же выпадают последние остатки марганца. Таким образом, если в верхних горизонтах идет нормальное образование минералов, соответствующих тем или иным зонам коры выветривания, то при небольшой мощности серпентинитов, кроющихся известняки, в нижних горизонтах происходит

параллельно с процессом разложения пород также выпадение химических и частично механических осадков, а также при благоприятных условиях и процессы силификации. В некоторых случаях (при наличии магнетиальной среды) происходит интенсивное образование керолита среди силифицированных известняков; оно бывает чаще всего приурочено к лежащему боку трещинной системы.

Варианты минералов коры выветривания на серпентинитах, образующихся при этих условиях, могут быть представлены следующими схемами (сверху вниз) (см. так же фиг. 25).

Вариант I	Вариант II	Вариант III
1. Гидраты окислов железа и марганца	1. Гидраты окислов железа и марганца	1. Гидраты окислов железа и марганца
2. Нонтрониты	2. Минералы кремнезема	2. Галлуазитовые глины
3. Выщелоченные серпентиниты	3. Галлуазитовые глины	3. Нонтрониты
4. Никелевые силикаты и галлуазиты в карстовых алевритах	4. Никелевые силикаты и галлуазиты в карстовых алевритах	4. Карстовые алевриты с никелевыми силикатами и галлуазитами
5. Гидроокислы марганца	5. Гидроокислы марганца	5. Гидроокислы марганца
6. Известняки	6. Известняки	6. Известняки

Между горизонтами 3 и 6 в варианте I и 4—6 в варианте II и III встречаются силифицированные серпентиниты, остатки известняков, иногда также керолит.

Химический состав вод серпен
Аналитики Н. В. Лазарев, А. И. Пономарев,

Компоненты	Батамша					
	колодец, глуб. 3 м, № 1		шурф № 733, глуб. 11,5 м, в выщелоченных серпентинитах, № 2,		шурф № 611, глуб. 9 м, в нонтронитизированных серпентинитах, № 3	
	мг/л	мг/экв	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.
SiO ₂	21.80	—	30.80	—	23.0	—
Ca ⁺⁺	7.00	0.350	13.8	0.69	30.0	1.50
Mg ⁺⁺	45.43	3.74	27.3	2.24	24.6	2.02
K ⁺	—	—	8.0	0.20	7.4	0.19
Na ⁺	—	1.98 ¹	84.5	3.63	45.4	1.97
R ₂ O ₃	2.80	—	0.8	—	0.8	—
SO ₄ [']	54.11	1.13	44.0	0.92	34.1	0.71
Cl	41.68	1.18	65.8	1.85	31.2	0.88
CO ₃ (карбонаты)	Нет	—	4.5	0.15	3.0	0.10
HCO ₃ [']	231.80	3.80	240.3	3.94	243.4	3.99
CO ₂ свободная	13.66	0.31	0.0	—	0.0	—
Ni	0.00	—	0.00	—	0.0	—
pH	6.6	—	7.6	—	7.5	—
Сухой остаток	—	—	402.0	—	323.0	—
Щелочность	—	—	—	—	—	—
Жесткость (нем. град.)	—	—	—	—	—	—

¹ Получено путем расчета.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРУНТОВЫХ ВОД СЕРПЕНТИНИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Состав грунтовых вод интересует нас, поскольку в нем отражаются процессы разложения и выщелачивания пород, через которые эти воды протекают. Для Среднего Урала большое количество анализов сделано А. А. Смуровым (1938, 1940). Иначе обстоит дело с Южным Уралом, где воды серпентинитовых массивов не были исследованы, отчего мы и обратили на них внимание в первую очередь. Большая часть вод анализировалась в полевой лаборатории и поэтому анализы их неполны.

Обращаясь прежде всего к поверхностным водам (табл. 6 и 7), остановимся на ручейке «Разбойка» у самого месторождения Новая Аккермановка. Проба взята после дождя (анализ № 18), когда стекающая со склонов вода смешивалась с водами ключей, выходящих из серпентинитов со дна ручейка. Правый склон покрыт четвертичными отложениями, левый — обнажен. Почва — степной чернозем с обильной карбонатной плесенью и журавчиками. Анализ № 18 показывает отсутствие магния и очень слабую минерализацию — всего около 13 мг катионов кальция) на 1 л воды. Вода почти тождественна с водой Ново-Аккер-

Таблица 6

тинитовых массивов Южного Урала

Ф. Я. Аносов, Б. В. Бальшина, Т. В. Переверзева

Бурановка, ключ в овраге, № 4		Шелекта, шурф № 336, глуб. 15 м, № 5		Бурановка, из шурфа в разломленном габро, глуб. 8 м, № 6		Донское, вода из шурфа в овраге, № 7	
мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.
8.00	—	30.60	—	7.0	—	42.0	—
30.00	1.50	7.16	0.36	4.0	0.20	25.00	1.25
75.00	6.16	25.52	2.10	16.0	1.31	26.00	2.14
—	—	—	6.44 ¹	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
Нет	—	2.0	—	Следы	—	Не обнаруж.	—
15.0	0.30	27.57	0.53	9.0	0.20	Не обнаруж.	—
7.00	0.20	131.70	3.76	8.0	0.23	3.00	0.08
—	—	Нет	—	Не обнаруж.	—	—	—
232.0	3.80	266.90	4.38	30.5	0.50	256.0	4.19
14.0	0.32	20.55	0.47	22.0	0.50	—	—
—	—	0.32	—	—	—	—	—
6.6	—	6.3	—	—	—	7.2	2
202.0	—	—	—	50.0	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
13°4	—	—	—	2°64	—	—	—

Компоненты	Хабарное		Халилово					
	ключ у ручья Климовка, № 8		колодец в крутом овраге возле станции, № 9		ключ у ж. д. полотна, № 10		родник на месторождении Айдербан, № 11	
	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.
SiO ₂	5.00	—	—	—	—	—	—	—
Ca"	Следы	—	16.84	0.84	10.45	0.53	8.30	0.42
Mg"	44.22	3.70	27.29	2.27	26.12	2.17	25.34	2.11
K' }	—	1.55	—	0.39 ¹	—	0.36 ¹	—	0.67 ¹
Na' }	—	—	—	—	—	—	—	—
R ₂ O ₃	2.00	—	—	—	—	—	—	—
SO ₄ "	27.9	0.53	10.29	0.21	8.4	0.17	4.80	0.10
Cl"	2.2	0.06	4.24	0.12	4.77	0.14	2.12	0.06
CO ₃ (карбонаты)	57.2	1.90	—	—	—	—	—	—
HCO ₃ '	176.9	2.90	193.73	3.17	167.86	2.75	173.87	2.66
CO ₂ свободная	—	—	10.01	0.23	11.0	0.25	14.1	0.32
Ni	0.0	—	—	—	—	—	—	—
pH	—	—	—	—	—	—	7.5	—
Сухой остаток	—	—	—	—	—	—	—	—
Щелочность	—	—	—	—	—	—	—	—
Жесткость (нем. град.)	—	—	—	—	—	—	—	—

¹ Получено путем расчета.² Na — 17.2 вычисл. ³ Na — 15.0 мг, K — 1.6 мг.

⁴ Ni — 13.3 мг.

мановского месторождения из шурфа № 4 участка 2, линии А, с глубины 8.4 м (анализ № 19), где также отсутствует магний и СаО содержится в том же самом количестве (13 мг Са"); сульфатов и хлоридов нет; как и в предыдущем анализе, вода весьма слабо минерализована, почти исключительно карбонатная. Это — примеры метеорных верхних вод почвенных горизонтов. Вода другого шурфа (анализ № 20) еще меньшей глубины (шурф № 8, линия 2 А) содержит уже немного MgO (всего 3 мг Mg"). В сухое время года, когда в ручьях вода из ключей преобладает, состав воды иной (анализ № 14); количество кальция не меняется, но появляется в значительном количестве магний, в 4 раза (по мг. экв.) преобладающий над кальцием. Вода бикарбонатная, хотя имеется немного хлоридов и сульфатов.

Совершенно иной характер имеет вода (анализ № 8), бьющая из ключей в ручье у Хабарного, около обогатительной фабрики. Вода выходит в узкой ложине, сложенной гипобазитами. Относительная крутизна склонов не дает возможности образоваться значительному почвенному горизонту. В составе этой воды СаО совсем нет. При большой минерализации, достигающей 345 мг/л, основным катионом является магний, затем идут щелочи. Необычный состав побудил взять в следующем году новую пробу (№ 16), которая подтвердила отсутствие кальция. В первой пробе (1938 г.), несмотря на то, что было выпарено много десятков литров воды, никеля не было обнаружено; вторая проба объяснила причину его отсутствия — высокие рН (7.6) воды.

Таблица 6 (продолжение)

Айдырли, св. № 3 глуб. 10-130 м, № 12		Кемпирсай, колодез во дворе, № 13		Аккерманов- на, ручей Разбойка, 1939 г., № 14		Аккермановка, колодез в эффу- зивных породах, № 15		Хабарное, ключ в ручье Климовке, № 16		Айдырли, св. № 145, глуб. 45, № 17	
мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.
—	—	32.8	—	3.00	—	Нет	—	5.0	—	—	—
22.0	1.10	30.6	1.53	13.00	0.65	30.0	1.49	Нет	—	36.5	1.82
48.9	4.07	45.9	3.83	33.00	2.71	25.0	2.05	76.6	6.30	47.1	3.94
—	—	—	—	—	—	—	— ²	16.6 ³	0.69	—	—
—	—	2.8	—	Не об- наруж.	—	Не об- наруж.	—	—	—	—	—
56.3	1.18	213.8	3.49	12.00	0.25	20.0	0.42	30.0	0.62	156.7	3.88
121.7	3.48	328.6	9.38	3.00	0.03	3.0	0.03	8.0	0.23	121.7	3.50
—	—	Нет	—	—	—	—	—	30.0	1.00	—	—
—	—	292.8	4.81	—	3.49	2.31	3.79	311.0(?)	5.10(?)	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6.6	—	6.4	—	7.2	—	7.1	—	7.6	—	6.4	— ⁴
—	—	—	—	170	—	225	—	325	—	—	—
—	—	—	—	3.8	—	3.5	—	—	—	—	—
—	—	—	—	9 ⁴	—	9 ⁰	—	—	12 ⁷	—	—

Отличную картину представляют воды в Халиловском районе. Так, воды из серпентинитового массива в роднике у железнодорожного полотна (анализ № 10), возле станции из колодца в Крутом овраге (анализ № 9) и из родника у вскрыши на месторождении Айдербак (анализ № 11) представляют собой смешанные магниевые-кальциевые воды с отношением Са : Mg, в эквивалентах, от 1 : 5 до 1 : 1.25. По своему составу они занимают промежуточное положение между двумя крайними типами вод: ключей ручья Разбойки и ключей ручья у Хабарного. Воды относятся ко второму и третьему классам, по Пальмеру. Количество анионов сильных кислот составляет очень небольшую часть анионов HCO_3 .

Застойные воды, скопляющиеся в шурфах, особенно глубоких, содержат повышенное количество Cl и SO_4 , что объясняется длительным выщелачиванием пород. К ним приближаются по составу воды с большим содержанием солей сильных кислот месторождений Актюбинского района Бурановка, Шелекты и Н. Айдырли. В воде из Донского (№ 7) совсем даже нет сульфатов, а хлора содержится 3.0 мг/л. Воды Шелекты (№ 5) и Н. Айдырли (№ 12 и 17) содержат 131.7—121.7—121.7 м г хлора и, соответственно, SO_4 27.57—56.3 и 156.7 мг/л. В воде из Шелекты (№ 5) количество ионов сильных кислот близко к количеству слабых. Вода Н. Айдырли аномального состава, здесь происходит окисление вторичных сульфидов, чем объясняется столь высокое содержание сульфатов (№ 17). Воды Шелекты, вероятно, связаны в какой-то форме с солончаками и выцветами хлоридов, но и в остальных водах количество хлора очень велико— в пересчете на мг эквиваленты его больше, чем SO_4 .

Химический состав вод серпентинитовых массивов Новой Аккермановки
(неполные анализы)

	Аkkerмановка							
	ручей Разбойка, № 18		шурф № 4, уч. 2, ли- ния А, глуб. 8.4 м, № 19		шурф № 8, уч. 2, ли- ния А, глуб. 2.5 м, № 20		шурф № 12, уч. 1, ли- ния 5, глуб. 18.0 м, № 21	
	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.
Ca''	13.0	0.65	13.0	0.65	20.7	1.03	12.14	0.60
Mg''	Следы	—	Следы	—	3.0	0.25	10.62	0.88
SO ₄ ''	Следы	—	Следы	—	Следы	—	15.2	0.31
Cl	3.0	0.09	Следы	—	Следы	—	—	—

Продолжение табл. 7

	Аkkerмановка					
	шtolья № 1 Гезенк, глуб. 23 м, № 22		шурф № 6, уч. 2, линия 1, глуб. 26 м, № 23		шурф № 4, уч. 2, линия 1, глуб. 8.4 м, № 24	
	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.	мг/л	мг/экв.
Ca''	10.0	0.50	15.71	0.78	66.4	3.32
Mg''	49.5	4.12	43.16	3.65	77.4	6.45
SO ₄ ''	34.9	0.73	81.8	1.66	25.0	0.52
Cl'	54.9	1.57	44.5	1.27	26.7	0.75
pH	7.0	—	7.2	—	—	—

Такое преобладание хлоридов над сульфатами характерно для многих вод, которые мы исследовали на Кемпирсайском серпентинитовом массиве. Обычно же ионов сильных кислот значительно меньше, чем слабых, и HCO₃ в мг/экв. преобладает над ионами сильных кислот. Поэтому наши воды являются «карбонатно-хлоридными» и «карбонатно-сульфатно-хлоридными».

Нельзя не обратить внимания на присутствие в водах Батамши (№ 2 и 3) и Донского (№ 7) первой щелочности.

Происхождение HCO₃ не возбуждает сомнений: углекислота получается здесь, как обычно, в результате почвенного процесса. Присутствие Cl и SO₄ может объясняться почвенным процессом, выщелачиванием солей из покровной толщи и выщелачиванием их из самой коры (небольшое количество).

Не только воды в шурфах и колодцах, но и воды источников, вытекающие из серпентинитов, содержат Cl и SO₄, хотя и в небольших количествах: в Халиловских родниках содержится от 2 до 4.8 мг Cl и 4.8—10.3 мг SO₄ на 1 л, в воде Хабарнинского ключа 2.2—8.0 мг Cl и 27.9—30.0 мг SO₄. В связи с этим интересно, что не только в коре выветривания, но и в свежих серпентинитах содержится немного Cl и SO₄: в образце серпентинита из Айдербака с глубины 66.03—68.66 м в скв. № 20 обнаружено 0.22% SO₃, в образце № 15 из Крутого оврага — 0.14%.

Возможно, что это связано отчасти с окислением сульфидов, которые в небольшом количестве могут присутствовать в этих породах. Однако имеется еще и другой, более важный источник, который может вносить не только углекислоту, но также и ионы Cl и SO_4 — это метеорные воды, вымывающие Cl и SO_4 из покровной толщи.

Количество K и Na в водах тоже велико по сравнению с их содержанием в серпентинитах и продуктах их выветривания; повидимому, и эти элементы могли быть не только взяты из самих пород, но и внесены сверху из кроющих толщ, хотя в некоторых случаях (№ 8 и 16) они, в основном, все же извлечены из породы.

Для вод серпентинитовых массивов вообще и Южного Урала в частности характерно значительное преобладание Mg над Ca . Отношение $\text{Mg} : \text{Ca}$ колеблется чаще всего от 1.5 : 1 до 5 : 1 и доходит почти до полного отсутствия Ca . Чем отношение $\text{Mg} : \text{Ca}$ меньше, тем больше примесь верхних вод покровной толщи (сравните содержание Ca и Mg в анализах № 3 и 2), чем это отношение больше — тем сильнее влияние самого серпентинитового массива (см. № 8 и 16, где Ca отсутствует вовсе). Большинство ключей, выходящих из серпентинитовых массивов, имеет высокое отношение $\text{Mg} : \text{Ca}$, обычно более высокое, чем воды самих никелевых месторождений. Источник магния сам собою ясен.

В это правило вносит осложнения присутствие габбро и диабазов, дающих кальций и частично магний. Воды из подобных массивов имеют иной состав катионов. В качестве примера приведем воду в Аккермановке из колодца в эффузивной толще диабазов, спилитов и т. п. (№ 15); в ней кальция содержится столько же, сколько магния; при этом воды из выщелоченных пород (анализ № 6) имеют меньший сухой остаток (50 мг), чем воды, вытекающие из свежих пород (170—325 мг в № 14 и 16).

СОДЕРЖАНИЕ АНИОНОВ В ПРОДУКТАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И В ВОДАХ

Представление о содержании анионов в коре выветривания дает изученный нами профиль коры на Айдербаке (табл. 8).

Таблица 8

Содержание анионов в водных вытяжках средних пометровых проб Айдербака (в %)

Характеристика проб	Cl	SO_4	CO_2
Растительный слой	0.11	0.19	9.93
Суглинок	0.29	0.47	3.24
Ободренный серпентинит нонтронитизированный, глуб. 2—3 м	0.30	0.16	0.37
Нонтронитизированный серпентинит, глуб. 3—4 м	0.50	0.44	0.08
То же, глуб. 4—5 м	0.46	0.33	0.09
Выщелоченный опализованный серпентинит, глуб. 5—6 м	0.34	0.27	1.00
Опализованный плотный серпентинит, глуб. 6—7.6 м	0.32	0.28	0.12
Плотный серпентинит с арагонитом, глуб. 7.6—7.7 м	0.40	0.19	1.65

Хлор и SO_4 вымываются из верхних горизонтов почв в нижние, большая часть CO_2 образуется почвенными процессами в верхних горизонтах. Источник Cl и SO_4 неисчерпаем в соседних кроющих толщах

третичных и мезозойских пород, но несомненно, что вода может выщелачивать их и из коры выветривания; это подтверждается упомянутым накоплением Cl , а также и SO_4 в застойных водах шурфов Аккермановки. Отметим, что Cl накапливается в коре выветривания не меньше, чем SO_4 , но как так он не образует видимых минералов, то его содержание незаметно. SO_4 в коре выветривания находится в виде гипса или Na_2SO_4 , хлор — вероятно в виде NaCl . В нормальных условиях при движении вод через почву и кроющую толщу быстро устанавливается равновесие между твердой и жидкой фазой, и это равновесное состояние отражается, повидимому, в приведенной табл. 6. При смене сухих и дождливых периодов оно меняется в ту или другую сторону, особенно в зоне капиллярных вод. Так, например, в дождливое время может происходить растворение гипса, а в сухое время года при капиллярном всасывании — его выпадение в виде выцветов. Значительное же иногда количество хлора в этих водах можно объяснить почвенными процессами типа «солонцов», тем более, что солонцы чрезвычайно распространены в районах, где находятся изученные нами месторождения (Кемпирсайский массив).

Из сказанного следует вывод: CO_2 , Cl и SO_4 частично связаны с почвенными процессами, частично с процессами выщелачивания из кроющей толщи и частично, в небольшом количестве, с корой выветривания. Большая растворимость карбонатов магния, а также и никеля ведет к их более длительной миграции. Появление в водах щелочей (Батамша) следует отнести за счет вытеснения из поглощенного комплекса в глинах или в продуктах выветривания, равно как и присутствие Na_2SO_4 объясняется частично замещением натрия поглощенного комплекса глин кальцием из вод, содержащих его сульфаты. Процессы образования «поглощенного комплекса» в продуктах выветривания совершаются и по настоящее время.

Особенно велико значение CO_2 , выделяемой почвенными процессами, гниением органических веществ, дыханием корневищ и пр. Воды, содержащие CO_2 , не только растворяют карбонаты кальция и магния, но разлагают и силикаты. Огромное преобладание в наших водах магния над кальцием свидетельствует о серьезном значении непрекращающихся процессов разложения магнезиальных силикатов.

Если образование коры выветривания связано с деятельностью грунтовой воды в древнее время, то с момента нового появления ее в коре в условиях современного развития степного выветривания ее деятельность возобновляется. Чем менее мощен покрывающий горизонт глин, чем меньше в последних содержится соединений, способных связывать углекислоту в карбонаты, тем больше свободной агрессивной углекислоты проходит через кору выветривания, тем сильнее новый процесс выветривания в коре. В Аккерманском месторождении, в отсутствии кроющего чехла мезо-кайнозойских пород эти процессы получили особенно резкое развитие. В меньшей степени, но все же отчетливо, они проявляются и в других месторождениях.

Отсюда понятны процессы наложения новой коры на ранее образовавшуюся, миграция Ca и Mg и образование новейших генераций кальцита, арагонита и доломита. Выпадение карбонатов кальция приурочено в особенности к горизонту капиллярных вод, где они вследствие большего испарения и отсутствия достаточно сильного парциального давления углекислоты, выпадают раньше; глубже, где парциальное давление усиливается или где имеется достаточное количество ионов сильных кислот (сульфатов, хлоридов), происходит выпадение доломита или кальцинация магнезита.

М и г р а ц и я SiO_2 . Содержание SiO_2 в анализированных водах Южного Урала относительно высокое: оно колеблется в пределах 21.8—32.8 мг на 1 л. В пересчете на сухой остаток это составляет около 5—6%, что в точности соответствует среднему процентному содержанию SiO_2 в минерализованных водах, которое указывается Шторцем. По сравнению с водами открытых водоемов (рек, озер и т. п.) содержание SiO_2 в наших грунтовых водах в два-три раза больше.

Высокое содержание SiO_2 в грунтовых водах делает понятным его выпадение в горизонтах, лежащих над зоной насыщения, где в сухое время года концентрация хлоридов и сульфатов достигает особенно больших величин. Одновременно протекает и другой процесс, который совершался уже в период образования коры выветривания и возобновился теперь: это вытеснение кремнеземом, содержащимся в воде, карбонатов кальция и магния, «кремнение» и «прокремнение» кальцита, доломита и магнезита, в виде петлей, прожилков или выделений, включенных в выщелоченном серпентините. Имеются прекрасные образцы псевдоморфоз кварца по кальциту, в огромных размерах идет процесс замещения магнезита опалом и халцедоном и происходит образование силицифицированных пород.

Как указывалось не раз, процессы «кремнения» происходили многократно и дали целый ряд генераций кремнезема. Несомненна связь крупных процессов силицификации регионального характера и с климатическими условиями. При всяком разложении силикатных пород происходит выделение кремнезема, но при гумидном типе выветривания большая часть кремнезема выносится из района разложения; значительное же его выпадение, носящее региональный характер, происходит особенно интенсивно в сухом аридном климате, когда миграция кремнезема, особенно в бессточных областях, ограничена, а коагуляция его протекает в максимально благоприятных условиях. Благодаря первой щелочности наших вод часть SiO_2 остается временно в растворе. Ввиду содержания в бикарбонатных водах уголекислоты равновесия и агрессивной уголекислоты, они, встретившись с карбонатами, переводят их в раствор, в результате чего среда усредняется и находящийся в растворе кремнезем выпадает.

М и г р а ц и я R_2O_3 . В наших водах содержание R_2O_3 минимальное (от 0.8 до 2.8 мг/л), и большой роли они не играют. Окислы R_2O_3 , повидимому, выпадают в самой верхней зоне и далеко не мигрируют. Возможно также, что миграция окислов R_2O_3 совершается теперь больше процессами иллювиального характера, вымыванием из одного горизонта и переносом в другой, чем растворением и выносом в ионном или золеобразном состоянии. Зона передвижения Fe_2O_3 в присутствии кислородной среды очень ограничена. Образование части охр в зоне нонтронитизации следует приписать разложению нонтронитов на месте и в меньшей степени иллювиальным процессам. До зоны насыщения R_2O_3 доходит лишь в слабой степени.

В реках и озерах содержание R_2O_3 нередко превышает те 2 мг, которые имеются в наших водах, достигая 11 и даже 14 мг, но в этом случае большая часть R_2O_3 связана с органическими веществами или находится в виде золя, пептизированного органическим веществом; в болотных водах содержание Fe_2O_3 достигает даже величины в 50—60 мг. В наших условиях преобладающая часть железа выпадает в верхних горизонтах коры, и в грунтовые воды попадает преимущественно бикарбонат железа или небольшое количество золя, но не органические соединения Fe_2O_3 . Присутствие, по данным спектрального анализа, только следов алюминия в водах Батамши доказывает, что все содержание R_2O_3 в этих водах следует отнести за счет Fe_2O_3 .

Сопоставление состава наших вод и вод Верхнеуфалейского серпентинитового массива, охарактеризованных А. А. Смуровым (1938₁ и 1940), показывает, что при некоторых чертах сходства (преобладание Mg над Ca, HCO₃ над Cl и SO₄, относительно высокое содержание SiO₂) имеются и некоторые отличия: южноуральские воды более минерализованы и содержат больше анионов Cl и SO₄, чем верхнеуфалейские, где кора выветривания на серпентинитах больше промыта, чем на Южном Урале. Такой вывод находит свое подтверждение в следующих цифрах (мг/л):

Воды	Южноуральские	Верхнеуфалейские
Cl	от 2 до 50	следы
SO ₄	» следов до 54	от 1.1 до 6.9
CaO + MgO	» » до 78	» 13 » 66
SiO ₂	» 5 до 32	» 13 » 51

Несколько меньшее содержание SiO₂ в южноуральских водах объясняется, может быть, присутствием в них хлоридов.

МИГРАЦИЯ Ni, Co, Cu И ДРУГИХ МЕТАЛЛОВ

Основной интерес для нас представляет содержание в грунтовых водах никеля и кобальта. Содержание никеля в водах, вытекающих из серпентинитовых массивов, составляет по нашим данным 0.02—0.2 мг никеля на 1 л; по личным данным М. А. Цибульчика, в водах никелевых месторождений Кемпирсайского массива — до 2.2 мг. Спектральный анализ сухого остатка вод из шурфов на Батамшинском месторождении с глубины 11.0 и 9 м (анализы № 2 и 3, табл. 7) показал в обоих случаях следы меди, никеля значительно меньше меди, порядка тысячных долей процента к сухому остатку (из 500 см³ воды), алюминия — следы, кобальта не обнаружено. Несмотря на то, что в водах Батамши оказалось меньше никеля, чем меди, медь, в отличие от никеля, не концентрируется в месторождении (содержание меди в батамшинских нонтронитах в одном из исследованных образцов составляет 0.05%). Характерно полное отсутствие в водах при обычных методах его определения даже следов кобальта. Это доказывает, что последний довольно прочно фиксируется марганцовыми окислами или выпадает вместе с ними и окислами железа в более высоких горизонтах, не доходя до уровня грунтовых вод.

Количественные данные по содержанию в водах никеля и кобальта (а также Cu и Zn) приводятся в табл. 9 (метод определения — полярографический).

Айдырлинская вода взята из шурфа, пробитого в карсте, где имеются прослойки лигнита, углистой глины и желваки сульфидов никеля и железа. Громадное содержание никеля и кобальта обусловлено окислением сульфидов никеля и, повидимому, частично кобальта. В других водах этого месторождения никеля не обнаружено. Содержание никеля во всех других водах небольшое, сотые доли миллиграмма на 1 л, вероятно в связи с тем, что воды были отфильтрованы от небольшого осадка, который мог осесть во время их хранения (А. А. Смуровым (1938) установлено 0.2 мг Ni, т. е. в 3—10 раз больше). В воде из источника, который вытекает из эффузивных пород (№ 4), содержание никеля еще значительно меньше. Что касается содержания кобальта, то в тех случаях, когда он не выпал полностью и не отфильтрован с осадком (№ 2, 4 и 5), количество его в 3 — 9 раз меньше, чем никеля.

Все воды содержат небольшое количество меди и цинка.

Результаты анализа некоторых южноуральских вод из серпентинитовых массивов на Cu, Ni, Co и Zn (в мг/л)
(аналитик Д. П. Малюга)

Происхождение воды	Cu	Ni	Co	Zn
Новая Айдырля, сульфатная вода	0.076	13.33	1.53	Не определялась
Новая Аккермановка, р. Разбейка, из источника (месторождения) Кемпирсай, колодец в избе, из серпентинитов	0.009	0.062	Следы	0.052
Новая Аккермановка, колодец в эффузивных породах	0.023	0.027	0.0072	0.004
Хабарное, источник у р. Климовка, из серпентинитов	0.015	0.0054	Следы	0.013
Батамша, смесь двух проб вод, из серпентинитов	0.072	0.071	Следы	0.060
Донское месторождение, из серпентинитов	0.0061	0.021	0.0029	0.0023
	0.024	0.032	0.011	0.0035

Приводим еще анализы вод из одного среднеуральского месторождения в Уфалейском районе, выполненные тем же методом и тем же аналитиком (табл. 10). Содержание Ni здесь такое же, как и в водах Южного Урала, кобальта в 2—6 раз меньше, чем никеля.

Таблица 10

Результаты анализа некоторых среднеуральских вод (в мг/л)¹
(аналитик Д. П. Малюга)

№ по вор.	Происхождение воды	Ni	Co	Cu
1	Новая Черемшанка шахта № 14 . . .	0.041	0.015	0.018 ¹
2	» » колодезь II . . .	0.096	0.015	Следы ¹
3	» » источник из марморов	0.027	0.011	0.018
4	» » источник из гранодиоритов № 1	0.026	0.005	0.013
5	» » » № 4	0.049	Следы	Следы
6	» » » № 2	0.025	0.011	Следы

По данным Д. П. Малюги (1939), отношение Ni к Co в водах океанов, морей, озер и рек, при содержании Co в 10^{-6} и $10^{-8}\%$, близко к одному, а в некоторых случаях кобальта даже больше, чем никеля, т. е. отношения там совершенно иные, чем в наших грунтовых водах.

Так как некоторыми исследователями высказывается мысль о том, что никель принесен в месторождения силикатных руд термальными (восходящими) водами, приводим имеющиеся данные о содержании Ni в минеральных источниках. Оно составляет (в мг/л) 0.012; 0.038; 0.039; 0.120; 0.422; 2.545.

За исключением последней цифры, относящейся к купоросному источнику в Ронсегно (Италия), числа эти того же порядка, как приводимые А. А. Смуровым (1933), или даже меньше их. Кобальта, по двум анализам в 1.5—2 раза меньше, чем никеля.

¹ Осадок был отфильтрован перед анализом.

По Д. П. Малюге в водоемах разного рода содержание Ni составляет (в вес. %):

в океанах	от следов до 2×10^{-8}
морях	— 7.7×10^{-7}
озерах соленых	от 1.1×10^{-7} до 2.6×10^{-7}
» пресных	от 1.9×10^{-6} до 5.0×10^{-7}
реках Европейской СССР	от 1.2×10^{-7} до 1.3×10^{-7}
» горных	от 1.3×10^{-7} до 7.5×10^{-7}
грунтовых водах серпентинитовых массивов (по данным А. А. Смурова и нашим)	$2-3 \times 10^{-5}$

Таким образом, концентрация никеля в грунтовых водах исследуемого нами типа от 10 до 1000 раз больше, чем в открытых водоемах. Если принять среднее содержание никеля в ультраосновных породах равным 0.2%, то в грунтовых водах серпентинитового массива происходит разбавление никеля в десять тысяч раз, но по сравнению с содержанием полуторных окислов вода довольно сильно обогащается никелем, так как среднее содержание Fe_2O_3 в ультраосновных породах, составляющее обычно около 6% или 60 г на 1 кг породы, в водах уменьшается до 2 мг на 1 кг, т. е. в 30 тысяч раз, против 10 тысяч раз для никеля.

Отсюда следует, что при выветривании железо и никель переходит в раствор не в одинаковой степени. Железа остается на месте больше, а в растворе меньше, чем никеля. Причины этого явления заключаются: 1) в более легкой окисляемости железа, чем никеля; 2) в более раннем выпадении гидроокислов железа (выпадение Fe_2O_3 начинается при pH 2.3, в то время как выпадение гидроокислов никеля — при pH 6.7); 3) в более трудной растворимости бикарбонатов железа, чем бикарбонатов никеля.

Поведение никеля в грунтовых водах серпентинитовых массивов обстоятельно изучено А. А. Смуровым (1938) на примере верхнеуфалейских вод. По данным этого автора, воды с низким pH (до 6.6) содержат NiO в количестве до 0.2—0.3 мг/л, но в водах с pH 7 и выше никеля нет. Этот вывод подтверждается немногочисленными определениями pH в изученных нами водах. Вода Шелекты с pH 6.3 содержит 0.3 мг/л никеля, вода из ручья Хабарового (р. Климовка) с pH 7.6 уже не содержит никеля, вода из колодца в Батамше при pH 6.6 также не содержит никеля.

Концентрация pH 6.6—6.7 является, повидимому, предельной для наличия в воде никеля. В анализах А. А. Смурова (1938₁) точно так же при pH 6.6 никель то обнаруживается в водах, то его нет; но выше 6.6 он всегда отсутствует. По Бриттону (1937), начало осаждения $\text{Ni}(\text{OH})_2$ отвечает 6.7, т. е. при pH выше 6.6—6.7 никель выпадает уже в виде гидроокиси, и в этом кроется причина, этого он в водах нейтральных или же близких к ним не обнаруживается. Никель может, таким образом, выпадать в виде $\text{Ni}(\text{OH})_2$, но так как уже при $\text{pH} = 6.5\text{SiO}_2$ даже в сильно разбавленных растворах коагулирует, то $\text{Ni}(\text{OH})_2$ может выпадать совместно с SiO_2 и образовывать водные силикаты никеля.¹

При 15° С растворимость бикарбоната никеля при парциальном давлении углекислоты в 0.4 мм составляет, по А. А. Смурову (1938₁), 136 мг/л; наши же воды содержат максимум 0.2—0.3 мг/л. Поэтому вероятно, что столь небольшое количество никеля может находиться в форме вполне устойчивого бикарбоната.

По растворимости бикарбонатов никель уступает магнезию, но в $6\frac{1}{2}$ раз превосходит железо (Mg'' — 446 мг, Ni — 136 мг, Co'' — 98 мг,

¹ Наши исследования показали, что в минералах и рудах, наряду с силикатами никеля, присутствует и гидрат закиси никеля.

Fe — 21 мг/л, по А. А. Смунову). Отсюда естественно что бикарбонат железа может выпасть в то время, когда бикарбонаты, никеля и магния остаются еще в растворе.

С кобальтом процесс протекает иначе. Кобальт в грунтовых водах открывается с большим трудом даже там, где никеля обнаруживается сравнительно много. Он вместе с железом и особенно марганцем удерживается в коре выветривания уже в верхних ее горизонтах, и в грунтовую воду его попадает весьма мало.

Результаты процессов миграции Fe, Mn, Ni и Co могут быть наглядно представлены соотношениями содержания этих элементов на разных этапах его нахождения. В табл. 11 такие соотношения даны при содержании кобальта, принятом за единицу.

Соотношение содержания Co, Ni, Mn и Fe

Таблица 11

	Co	Ni	Mn	Fe	Источник
Средний состав земной коры	1	8.7	35	1670	А. Е. Ферсман (1934)
То же перидотитов	1	8.25	4.5	338	Дэли (1936)
Состав серпентинита Айдер-бака					
свежего	1	10—20	5—10	235— 450	И. И. Гинзбург
выщелоченного	1	50	0	780	Он же
нотронитизированного	1	40	0.3	00—1200	» »
охры	1	24	3	2000	» »
Состав грунтовых вод серпентинитовых массивов	1	20	—	200	» »
Состав поверхностных вод	1	2	40	20	Д. Малюга (1939)

В продуктах выветривания отношение Co : Ni сдвигается в сторону никеля в связи с тем, что кобальт, как о том можно судить по марганцу, концентрируется в самых верхних зонах коры. Сдвиг в сторону кобальта в поверхностных водах, несмотря на почти одинаковую растворимость бикарбоната Co и Ni в воде (1: 0.7), объясняется разными исходными количествами их в свежих породах, благодаря чему в поверхностных водоемах, при малом парциальном давлении CO₂, кобальта растворяется сравнительно больше, чем никеля. Однако, абсолютное количество кобальта и никеля в поверхностных водах столь незначительно, по сравнению с содержанием их в породах и в грунтовых водах серпентинитовых массивов, что концентрация в них кобальта носит только относительный, но не абсолютный характер.

Глава VIII

МИГРАЦИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Постараемся в этой главе резюмировать все данные, приведенные как при разборе профилей выветривания (часть 1 нашей монографии), так и при изучении химического состава вод. Рассмотрению отдельных элементов предположим таблицу основных свойств главнейших элементов изу-

чаемой нами коры выветривания (табл. 12), заимствованную из «Геохимии» А. Е. Ферсмана, который геохимически прекрасно разработал основы всего гипергенного процесса.

Магний среди рассматриваемых элементов дает наиболее растворимые соединения простых солей SO_4 , $\text{CO}^{''}_3$, Cl и поэтому легко мигрирует. Высокий эк обуславливает энергетику образования магнезиальных соединений даже в гипергенной среде (силикатов магния). Ионные радиусы Mg , Ni , $\text{Fe}^{''}$, $\text{Mn}^{''}$ близки между собой, отсюда их взаимная изоморфная смесимость; отделение Mg от всех остальных элементов основано на его высоком рН, благодаря чему он выпадает из растворов значительно позднее Ni , Fe , Mn и других элементов, образуя прочные соединения в виде водных силикатов и труднорастворимых карбонатов (магнезит, доломит). Из 200 минералов, которые дает магний, 50%, по вычислению А. Е. Ферсмана, приходится на минералы гипергенных процессов. Несмотря на то, что металлические ионы $\text{Ni}^{''}$, $\text{CO}^{''}$, $\text{Mn}^{''}$, $\text{Fe}^{''}$ энергетически близки к магнию, они в силу своей сильной поляризации вытесняют магний из его соединений. В коре выветривания магний выпадает только в сильно щелочной среде, среди свежих или слабо разложенных серпентинитов, сперва в виде карбонатов, а глубже в виде водных силикатов магния и гидратов магния: магнезита MgCO_3 , керолита $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, сепиолита $2\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, брусита $\text{MgO} \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Кальций. Значительно ниже миграционная способность кальция; из всех двухвалентных ионов он обладает наименьшим экм; по растворимости его бикарбонат занимает седьмое место среди двухвалентных ионов. Крупная роль кальция среди осадочных пород и биосферы связана с его небольшой растворимостью и его большим весовым кларком. Незначительный эк кальция приводит к слабой устойчивости природных силикатов кальция, легко гидролизующихся и поэтому весьма нестойких в гипергенной зоне.

Ввиду небольшого рН карбоната кальция он выпадает раньше других карбонатов из растворов и быстро выходит из миграционного круга, концентрируясь в профилях выветривания в поверхностных зонах. Благодаря большому радиусу ионы $\text{Ca}^{''}$ легко вытесняются ионами Mg , Fe , Ni , Mn , Co , и это приводит к возобновлению его миграционной способности. С другой стороны, ион $\text{Ca}^{''}$ выходит быстро из миграции в связи с относительно более ограниченной растворимостью его карбонатов и фосфатов, а частично и сульфатов; он легко освобождается в зоне гипергенеза из алюмосиликатов, а в силу значительного содержания углекислоты в водах биосферы снова входит в миграционный круг.

Железо. Закись железа легко окисляется в биосфере не только в таких соединениях как сульфиды, но и в силикатах и даже в таких прочных, казалось бы, минералах, как магнетит и хромшпинелиды. Поэтому из минералов одного и того же типа легче всего выветриваются те, которые содержат $\text{Fe}^{''}$. Миграция железа происходит или в закисной форме или в форме органических соединений; большое значение имеет относительно легкая пептизируемость гидроокислов железа, благодаря чему они могут переноситься в золеобразном состоянии. Исключительно важное значение имеет низкое рН начала выпадения гидроокиси железа (2.3), благодаря которому железо легко выходит из сферы миграции и концентрируется в самых верхних зонах коры выветривания. Здесь миграционная способность железа вызывается не столько легкой растворимостью его соединений, сколько биогенными процессами и свойствами его как амфолитоида. Fe_2O_3 фиксируется в виде гидроокиси с большим или меньшим количеством воды (гематит, гётит, гидрогётит и пр.) и в виде водных феррисиликатов (нонтрониты, ферригаллаузиты, лептохлориды). Образующиеся водные феррисилика-

Геохимическая характеристика основных элементов в коре выветривания ультраосновных пород
(по А. Е. Ферману, Геохимия, том III)

	Mg''	Ca''	Fe''	Ni''	Co''	Mn''	Fe'''	Co'''	Mn'''	Al'''	Cr'''	Si	Ti	Mn ⁺⁴	(SiO ₂)	(AlO ^{'''})	(TiO ₂)	(CrO ₂)	(Fe ^{'''} O ₂)
Атомный вес	24.32	40.08	55.84	58.69	53.94	54.93	—	—	—	16.97	52.01	28.06	47.90	—	—	—	—	—	—
Валентность	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+3	+3	+3	+3	+3	+4	(+4) (+3)	+4	—4	—5	—4	—2	—5
Кларк весовой			4.20	0.02	0.002	0.098	—	—	—	7.45	0.05	26.20	0.61	—	—	—	—	—	—
» атомный	1.72	1.41	1.31	6.10 ^{—3}	9.10 ^{—4}	0.03	—	—	—	4.80	9.10 ^{—3}	16.11	0.22	0.52	—	—	—	—	—
Радиус (иона)	0.78	1.06	0.83	0.78	0.82	0.91	0.67	—	0.70	0.57	0.64	0.39	0.64	—	2.90	3.15	3.28	3.00	3.25
» (атомный)	1.60	1.97	1.27	1.24	1.26	1.30	—	—	—	1.43	1.28	—	—	—	—	—	—	—	—
Эк	2.10	1.75	2.12	2.18	2.15	1.95	5.1	5.00	9.10	4.95	4.75	8.60	8.40	9.10	2.75	4.00	2.45	0.67	3.83
Вак	1.05	0.87	1.05	1.09	1.07	0.97	1.71	—	2.28	1.65	1.60	2.15	2.10	2.27	0.69	0.80	0.61	0.34	0.77
pH	10.49	>11.0	5.49	6.66	6.81	8.41	2.3	—	—	4.1	5.34	—	—	—	—	—	—	—	—
Координационное число	6	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гидратация при 0° . . .	37.8	33.4	38.4	36.8	37.00	37.0	85.8	—	—	75.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Окислительно-восстановительный потенциал (в вольтах) . .	—1.55	—1.90	—0.44	—0.25	—0.29	—1.10	—0.22	+0.40	—	—	—0.51	—	—	—	—	—	—	—	—
Потенциал ионизации первого электрона . . .	7.61	6.08	7.83	7.61	7.81	7.40	—	—	—	5.95	6.74	—	—	—	—	—	—	—	—

ты в зоне гипергенеза обычно весьма нестойки и существуют только в условиях нейтральной или щелочной среды, во многих случаях являясь лишь переходными минералами к гидроокислам железа. Наряду с гидросиликатами железа существуют железистые «гелиты» (по терминологии Шторца), состоящие из тонкой коллоидальной смеси гидроокислов железа и кремнезема (это яшмообразные железняки или железистые яшмы). Вместе с тем следует отметить и случаи разбедания кремнезема гидроокислами железа и марганца. Исключительно интересен случай фиксации окиси железа при образовании лептохлоритов, стоящих между водными ферри-силикатами и хлоритами.

А л ю м и н и й. Для алюминия важно его существование в двух формах: в виде ионов Al^{+3} и в виде комплексных ионов $(AlO_4)^{-5}$, замещающих тетраэдры $(SiO_4)^{-4}$ с оставлением одной свободной валентности, нейтрализуемой вхождением в решетку щелочи. В кислой среде Al является типичным катионом, в щелочной — анионом; отсюда его амфолитоидный характер. Ион $(AlO_4)^{-5}$ нередко замещается ионом $(FeO_4)^{-5}$ и $(CrO_4)^{-5}$.

Для миграции алюминия особое значение приобретает его pH — 4.1 (начало помутнения раствора). При pH от 4.1 до 7 алюминий выпадает из водных растворов в виде тех или иных минералов, выше он снова переходит в раствор. В кислой среде образуются каолины (pH 3.5—5.7), в слабокислой или нейтральной — галлуазиты (pH 5.7—6.5) и гиббсит (pH 4.1—7.5), в слабощелочной — монтмориллониты (pH 7.5—8.5), гидрослюда и иллиты (pH 8.5—9.0). Широкий диапазон выпадения глинозема в виде водных силикатов обуславливает глинистый тип выветривания глиноземсодержащих пород и способствует выпадению алюминия в виде глин, стойких против выветривания в кислых средах (каолиниты, частично галлуазиты) и благодаря этому хорошо сохраняющихся даже в верхних горизонтах коры выветривания. В то время как водные феррисиликаты в этих условиях легко разлагаются и дают минералы гидроокислов железа, для алюминия конечной стадией разложения служат разнообразные минералы глин. Образование свободных гидратов глинозема в виде гиббсита или спорогелита имеет место при особых условиях, частично в связи с разложением менее стойких галлуазитов или монтмориллонитов, приуроченных обычно к более глубоким зонам коры выветривания, а именно тогда, когда после окончательного выноса оснований щелочная или нейтральная среда заменяется все более и более кислой (латеритный профиль).

Отсюда необходимо различать фиксацию глинозема в виде: 1) каолинита — в кислых средах, при термальном выветривании, в подзолах, при бурогумовом выветривании и т. д.; 2) монтмориллонита — в щелочных средах, среди чернозема, на дне водных континентальных водоемов, в более глубоких зонах коры выветривания основных пород; 3) галлуазита в слабокислых средах или нейтральных среди основных пород и карбонатов; 4) гиббсита — при развитии латеритного профиля в условиях нейтральной или слабо кислой среды при сильном увлажнении (пептизация и вынос SiO_2 с высокой среднегодовой температурой); 5) гидрослюда (иллита), особенно интенсивно образующихся в условиях влажного, умеренного или холодного климата (Земятченский, 1937, 1939; Седлецкий, 1938).

Сказанное предопределяет относительно слабую миграцию глинозема в гипергенной зоне, ограничивающуюся случаями присутствия сильных кислот (серной), пептизации глинозема или жизнедеятельности организмов. Минералы глин обычно концентрируются в средней части профиля выветривания и вместе с гидроокислами железа переходят в верхние зоны.

Х р о м. В древней коре выветривания на ультраосновных породах Урала миграция хрома и вынос его из коры выветривания довольно интен-

сивны. Для примера приведем следующий расчет по Елизаветинскому месторождению. Свежий серпентинит содержит здесь 0.65% Cr_2O_3 и в пересчете 9.21% Fe_2O_3 . Чтобы получить 1 кг порошковой руды, содержащей в среднем 75—80% Fe_2O_3 и около 1.2% Cr_2O_3 , необходимо иметь 8—9 кг серпентинита, в котором находится 44—49 г Cr_2O_3 . Между тем, руда содержит только 12 г Cr_2O_3 . Следовательно, около 35 г или 0.65—0.70% вынесены при выветривании, что составляет $\frac{3}{4}$ всего хрома, содержащегося в свежих породах. Аналогичные подсчеты для нонтронитов, выщелоченных серпентинитов и т. п. показывают, что во всех случаях мы имеем вынос хрома, который достигает максимума в охрах; чем породы более свежи, тем меньше выносятся хрома. А. Е. Ферсман (1939₁) указывает, что 90% всего хрома в породах связано в хромшпинелиды. Разложение хромшпинелида, очень стойкого при выветривании, идет аналогично разложению магнетита. Закись в хромшпинелиде окисляется в окись аналогично процессу маритизации (см. стр. 20—21).

А. А. Филимонова и Д. Н. Кофанов (1941) изучали состав измененных и свежих хромитов Донских месторождений. Приводим три анализа: № 1 — свежей хромитовой руды, № 2 и 3 — выветрелой (табл. 13). Если не считать увеличения содержания SiO_2 за счет опала и халцедона и CO_2 за счет карбонатов (в других анализах), основное изменение заключается в увеличении содержания Fe_2O_3 и соответственном уменьшении FeO , а также частичном выносе MgO при почти постоянном содержании Cr_2O_3 .

Таблица 13

Состав руд (свежих и измененных) Донских хромитовых месторождений
(по А. А. Филимоновой, 1941)

Компоненты	Анализ № 1			Анализ № 2			Анализ № 3		
	весовых %	молей всего	количество в хромшпинелидах	весовых %	молей всего	количество в хромшпинелидах	весовых %	молей всего	количество в хромшпинелидах
SiO_2	1.11	0.018	0.083	2.93	0.048	0.085	2.61	0.043	0.081
TiO_2	0.17	0.002		0.21	0.003		0.18	0.002	
Al_2O_3	8.35	0.081		8.37	0.082		8.12	0.079	
Fe_2O_3	1.47	0.009	0.177	9.74	0.061	0.085	12.83	0.080	0.032
FeO	12.52	0.174		5.88	0.082		2.04	0.028	
MnO	0.19	0.003		0.19	0.003		0.17	0.002	
MgO	14.51	0.360	0.360	12.04	0.300	0.300	11.97	0.297	0.297
NiO	0.06	0.001		0.06	0.001		0.07	0.001	
CaO	0.16	0.003					0.00		
V_2O_5	0.06	—		0.06			0.06		
CO_2	He						He		
H_2O^+	опред. 0.08	—		—			опред. 0.25		
		0.004		0.05	0.003		0.014		

Изучение восточно-кемпирсайских железных руд показало, что в раствор переходит до 80—90% всего содержания Cr_2O_3 из этих руд (обычно меньше): чем хромшпинелид богаче FeO , тем легче он подвергается выветриванию.

Вынос Cr_2O_3 наступает, когда основания в породе, включающей хромшпинелиды, вынесены, когда pH спускается ниже pH $\text{Cr}(\text{OH})_3$. В то время как наиболее благоприятные условия для окисления хромшпинелида имеют место в щелочной среде, вынос хрома происходит в кислой среде; отсюда

разрыв во времени между окислением хромшпинелида и выносом хрома. При огромном распространении древней коры выветривания на ультраосновных породах Урала количества хрома, которые должны были быть вынесены, огромны. Кислое выветривание на Среднем Урале особенно способствовало выносу Cr_2O_3 . Выносимый Cr_2O_3 лишь частично концентрируется во вновь образовавшихся продуктах выветривания (в нонтронитах всегда находится 0.6—0.9% Cr_2O_3 ; в более богатых глиноземом разностях их — до 1—3% и более, в последнем случае образуются хромовые нонтрониты с 6% и более Cr_2O_3 ; в галлуазитах, особенно в железистых разностях, содержание Cr_2O_3 составляет от 0.15 до 0.50%; в никелевых силикатах — обычно только сотые доли процента. Тесная связь Cr_2O_3 с Al_2O_3 в этих минералах, повидимому, находится в зависимости от близких значений pH выпадения обоих окислов. Возможно, что часть Cr_2O_3 находится в рудах железа гипергенного происхождения в свободном состоянии в виде $\text{Cr}(\text{OH})_3$. Г. С. Грицаенко в своей работе о минералогии Ново-Аккермановского месторождения указывает на присутствие в этом месторождении среди неразложившихся серпентинитов стихтита (?) $\text{MgCO}_3 \cdot 5\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{Cr}(\text{OH})_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

К р е м н и й. Вся геохимия кремния основана на свойствах его комплексных анионов $(\text{SiO})^{-4}$ или $(\text{SiO}_3)^{-2}$. Три момента имеют особое значение для миграции SiO_2 : 1) pH SiO_2 (2.6), 2) коллоидный характер кремнекислот и их лиофильность и 3) кислотный характер ионных форм SiO_2 .

Соединения типа $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и SiO_2 выпадают уже в кислых средах, но в то время как с повышением pH $\text{Fe}(\text{OH})_3$ выпадает все сильнее, SiO_2 , начиная уже с pH 3, хотя и слабо, но переходит в раствор, а в нейтральной точке (pH 7) — растворимость SiO_2 становится весьма заметной. Это обстоятельство, а также лиофильность SiO_2 , ведущая к сильной пептизируемости его в водных средах, придает SiO_2 весьма значительную миграционную способность, несмотря на слабую растворимость кремнезема. Поэтому окислы SiO_2 встречаются во всех горизонтах коры выветривания. Они фиксируются в виде гелей (опал) и в кристаллическом виде (халцедон, кварц) или же, благодаря кислотному характеру ионной формы SiO_2 , в виде водных силикатов Al, Fe, Mg. Совершенно естественно, что в условиях кислого выветривания идет большее образование свободного SiO_2 (кварца), чем в условиях влажного щелочного выветривания, когда SiO_2 получает большую подвижность, легче образует ионные формы и имеет возможность входить в состав водусодержащих алюмо-, ферри- и магниевых силикатов. Необходимо отметить значение присутствия карбонатов для фиксации SiO_2 .

Т и т а н. Несмотря на то, что минералы титана — рутил, сфен, ильменит, титаномagnetит — принадлежат к наиболее устойчивым против выветривания минералам, мы имеем несомненную концентрацию TiO_2 в коре выветривания. В свое время В. И. Вернадский указал на связь титана с глинами, а автором еще в 1916 г. отмечена была концентрация TiO_2 в тонких фракциях глин Паланки (УССР, Подолия). На присутствие титана в коре выветривания обратили внимание Б. Б. Полюнов и Тумилович (1936). При изучении коры выветривания на серпентинитах Айдербакского месторождения мною было установлено, что чем порода более выветрена, тем больше в ней находится TiO_2 в растворимой в соляной кислоте форме (см. часть 1-ю этой монографии). Затем было установлено, что в бокситах Восточно-Кемпирсайского месторождения количество растворимого TiO_2 доходит до 83% от всего его содержания в образце. Весьма значительным бывает содержание растворимой части TiO_2 и в остаточных железных рудах, связанных с ультраосновными и основными породами.

Увеличение содержания TiO_2 в минералах идет параллельно с увеличением содержания Al_2O_3 . Растворимая часть TiO_2 , повидимому, находится в форме геля, возможно, вместе с спорогелитом или гидроокислами железа. Этим объясняется нахождение аутигенных форм рутила, которые могли образоваться из растворимой формы гидроокиси титана.

М а р г а н е ц. Характерной чертой марганца является значительное количество сложных и многообразных валентностей, из которых большинство малоустойчиво. Следствием является легкая окисляемость и восстанавливаемость окислов. Из окислов известны: 1) закись марганца MnO — манганозит и $\text{Mn}(\text{OH})_2$ — пирохroit, 2) полуторная окись марганца Mn_2O_3 браунит и $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ манганит, 3) закись-окись марганца Mn_3O_4 гаусманит, 4) двуокись марганца MnO_2 пиролюзит, гидрат MnO_2 входит в состав вадов и встречается в виде минерала вернадита, 5) семиокись Mn_2O_7 .

В. И. Вернадский (1910) считает браунит марганцовой солью кислот H_2MnO_3 , т. е. $\text{Mn}^{\text{IV}}\text{Mn}^{\text{III}}\text{O}_3$, точно так же и гаусманит является, по его представлению, солью ортомарганцовой кислоты H_4MnO_4 , т. е. $\text{Mn}_2^{\text{IV}}\text{Mn}^{\text{III}}\text{O}_4$. Вады являются сложной смесью марганцовых, марганцово-марганцовистых и железо-марганцовистых кислот.

Закисная соль марганца обычно свойственна первичным минералам, крайне нестойким в поверхностных зонах, в которых Mn^{IV} и Fe^{III} чрезвычайно быстро окисляются и выпадают в виде пленок, рубашек и т. д. Дальнейшее восстановление Mn и перевод его в раствор, повидимому, вызывается жизнедеятельностью организмов.

Перенос марганца водами совершается в виде бикарбоната (в подземных водотоках), в форме зелей, металлоорганических соединений (гуминовых), мути, а также возможно, непосредственно организмами, содержащими некоторое количество марганца.

Весовой кларк марганца в земной коре равен 0.10, железа — 4.20, отношение кларков $\frac{\text{Fe}}{\text{Mn}} = 42$.

В водах количество марганца разное; наиболее богатые марганцем воды содержат $4.5 \cdot 10^{-4}\%$ марганца, воды болот и озер до $1.14 \cdot 10^{-3}\%$, обычное же его содержание в водах 10^{-6} , $10^{-5}\%$ (Вернадский, 1934). Так как содержание Fe_2O_3 в водах составляет чаще всего около 2—3 мг на 1 л, т. е. $2 \cdot 10^{-4}\%$, то отношение $\text{Fe} : \text{Mn}$ определяется в 0.5 до 10, т. е. в водах среднее содержание марганца увеличивается по сравнению со средним его содержанием в земной коре (исходное число 2—3 мг Fe даже несколько завышено). Выпадение окислов и гидроокислов марганца может быть обусловлено: 1) процессами химического окисления закисных соединений марганца, 2) жизнедеятельностью микроорганизмов и лишайников, 3) коагуляцией Si^{+4} , Fe^{+3} , Al^{+3} . В. И. Вернадский (1934) считает, что окисление марганцовых руд связано исключительно с биогенными процессами. В процессах гипергенеза четырехвалентному марганцу Mn^{+4} и, в частности MnO_2 , принадлежит наибольшее значение. Хотя соли четырехвалентного марганца неустойчивы, однако MnO_2 или его гидрат вследствие своей исключительно малой растворимости оказываются фактически самыми устойчивыми соединениями в поверхностных зонах земной коры.

Гидрат MnO_2 в коллоидных растворах заряжен отрицательно, благодаря чему легко поглощает катионы Ba , Li , K , Cu , Cd , Ni , Ca (А. Е. Ферсман, 1934).

В марганцовых рудах констатировано до 43 элементов, которые находятся, главным образом, в виде продуктов абсорбции, но частично в виде манганатов, т. е. минералов; особенно часты манганаты кальция, калия и бария. Аэратированные поверхности в результате окисления скорее всего осаждают на себе окислы марганца; сюда относятся поверхности

трещин как капиллярных, так и более широких, поверхности щебенчатых пород, песков и песчаников, контакты известняков и т. д. Инфильтрационные процессы в условиях дренирующих тел весьма благоприятны для миграции и выпадения гидроокислов и окислов марганца. Последние образуют в зоне аэрации пленки, корки, стяжения, цементируют рыхлые породы, заполняя поры, нередко разъедают кварц, замещают карбонатные породы. Уровень обогащенных марганцем участков обычно находится неглубоко от бывшей древней поверхности, пропитывание пород марганцем неравномерно и носит характер гнезд, штоков, линз и пропластков. Особенно важны случаи, когда происходит вторичная концентрация марганца в породах, уже до того более или менее обогащенных марганцем.

Среди концентраций марганца, связанных с корой выветривания, можно различать:

1. Марганцовые шляпы на 1) метаморфизованных осадочных породах, содержащих марганцовые минералы (родонит, родохрозит, пнемонит, браунит, марганцовые гранаты);
2) скарнах, содержащих марганцовые гранаты;
3) на кварцевые жилах.
2. Инфильтрации 1) в песчано-глинистые или песчаные породы;
2) в охристые и охристо-глинистые руды и породы.
3. Корки на известняках (в карстах).
4. Ортштейны марганцево-железистые.
5. Переотложенные марганцовые руды первичного происхождения.

Н и к е л ь и к о б а л ь т. Ni и Co отделяются от Mg и Ca, с которыми они связаны в силикатах, благодаря значительному различию величины рН для первых двух, с одной стороны, и последних двух, с другой, (6.6 и 10.49); от Fe^{II} их отделяет легкая окисляемость Fe^{II} в Fe^{III} и малая величина рН последнего (2.3). Поэтому миграция Ni и Co заканчивается раньше, чем миграция Mg и Ca, но значительно позже конца миграции Fe^{III}, иначе говоря, никель и кобальт менее подвижны, чем магний, и более, чем железо. Обладая максимальным эком из всех эквов ряда, приведенного в табл. 11, Ni^{II} и Co^{II} являются довольно энергичными элементами и легко переходят в раствор; после магния никель является наиболее легко растворимым элементом из двухвалентных металлов. Близкие ионные радиусы дают никелю возможность легко замещать Mg^{II}, Fe^{II}, Mn^{II}; этому особенно помогает сильная поляризация ионов никеля, почему он легче вытесняет магний из решетки минералов и, в свою очередь, слабо или вовсе не вытесняется магнием. Наиболее обычным и распространенным типом миграции никеля является перенос его в форме бикарбоната, как это доказывается многочисленными анализами грунтовых вод серпентинитовых массивов (см. стр. 68); меньшее количество никеля переносится в форме сульфатов; возможно, что часть никеля переносится в виде гидрозоля Ni(OH)₂. При низких температурах карбонаты никеля, кобальта и марганца более легко растворимы, чем при высоких; при повышении температуры их растворимость быстро падает.

А. А. Смуров (1938) справедливо отмечает, что ничтожные природные концентрации бикарбонатов Ni и Co (в 800 раз меньшие тех, которые могли бы быть при нормальном парциальном давлении CO₂ в воздухе) являются очень устойчивыми, что усиливает их миграционную способность. Однако Co, так же как и Mn, быстро окисляется в присутствии кислорода воздуха, и поэтому миграционная способность кобальта в поверхно-

стных водах или водах, соприкасающихся с воздухом, ограничена по сравнению с никелем, который не так легко окисляется. Растворимость бикарбонатов никеля при повышении давления сравнительно мало увеличивается; гораздо резче на их растворимости сказывается повышение температуры. Все это противоречит возможности содержания повышенных концентраций никеля в гидротермальных растворах, что на самом деле и подтверждается анализами термальных вод (см. стр. 67).

Выпадение никеля из растворов бикарбонатов, вызываемое их гидролизом, происходит либо с образованием гидрозоля закиси никеля $\text{Ni}(\text{OH})_2$, либо, в более редких случаях, с выделением карбоната и последующей диссоциацией последнего. Однако, в то время как аналогичное выделение гидратов окислов железа явление обычное, гидраты закиси никеля в природе самостоятельно пока не наблюдались, вероятно, потому, что они находятся в смеси с гидратами окиси железа и марганца и с гидросиликатами никеля, а также потому, что коагулируют с SiO_2 (Гинзбург, 1944). Концентрация никеля связана с минералами типа:

1) никелевых ферримонтмориллонитов и феррибейделлитов (нонтронитовые месторождения Южного Урала и, частично, отдельные горизонты Среднего Урала);

2) никелевых силикатов, никельсодержащих магниевых силикатов (продуктов сорбции) и никелевых халцедонов (хризопразов). Аккермановка (Южный Урал);

3) никельсодержащих серпентинитов (продуктов обменной сорбции никеля) в более или менее выщелоченных горизонтах профиля выветривания всех типов коры;

4) никелевых хлоритов (продуктов обменной сорбции), никелевых вермикулитов и никелистых тальков; первых двух в контактных зонах с габбро-амфиболитами (в кровле и секущих жилах) и гранитами;

5) никельсодержащих лептохлоритов (продуктов сорбции) среди железорудных месторождений, покрывающих кору выветривания в Халиловском районе;

6) гидрата закиси никеля в смеси с гидроокислами марганца и железа и никелевыми силикатами во многих типах руд;

7) никелевых силикатов в смеси с никелевыми галлуазитами и никелевыми ферригаллуазитами в контактном типе месторождений Среднего Урала;

8) тех же минералов, что и в № 7, с преобладанием никелевых ферригаллуазитов, а также частично гидрата закиси никеля в среднеуральском типе остаточной коры выветривания;

9) никелевых сульфидов (миллерита, полидимита, виоларита, бравоита) осадочного происхождения вместе с марказитом среди третичных (Айдырлинское месторождение), меловых (Ново-Черемшанское) и юрских (Халиловское месторождение) глин;

10) небольшие количества никеля обнаруживаются иногда в сидеритах.

В подземных водотоках Ni, Co и Mn переносятся на большие расстояния, но как только Mn и Co встречаются с воздухом, особенно в щелочной среде, они быстро окисляются и выпадают. Щебень, галечники, пески с хорошей аэрацией являются в этом отношении благоприятной средой для выпадения окислов Co и Mn, и поэтому они покрываются налетами и корками кобальтсодержащих окислов и гидроокислов марганца. Никель процессами окисления затрагивается слабо и мигрирует дальше и глубже. Поэтому верхние горизонты рыхлых охр, разложённых нонтронитов и т. д. оказываются богатыми марганцем и кобальтом. Необходимо отме-

тить чрезвычайно интенсивную адсорбционную способность свежевыпавших окислов марганца и их роль как катализатора при окислении, что способствует окислению Co'' в Co''' , в свою очередь являющихся окислителем для Mn (окислительно-восстановительный потенциал $\text{Co}'' \rightarrow \text{Co}''' = +1.79$, $\text{MnO}_2 \rightarrow \text{MnO}'_4 + 1.59$, $\text{Mn}'' \rightarrow \text{MnO}_2$, $35\text{Ni}(\text{OH})_2 \rightarrow \text{Ni}(\text{OH})_3 = 0.49$ (Щербина, 1940).

Отделение кобальта от никеля совершается в основном благодаря более легкой способности кобальта к окислению. Так как рН никеля и кобальта весьма близки, то их полное друг от друга разделение вряд ли имеет место. Из табл. 10 видно, что кобальт и марганец обладают меньшим эком, чем никель, меньше и их потенциал ионизации. Отрыв первого электрона у кобальта (8.5 эл. в.) происходит много труднее, чем у железа и никеля (7.6 и 7 эл. в.), и это ведет к их отделению от кобальта. Понижение координации у кобальта ведет к усилению взаимной поляризации, как показывают следующие данные А. Е. Ферсмана (1939₂):

Координационное число Co^{+2}	6	6—4	4	4
Цвет	Розовый	Фиолетовый	Синий	Красный
Тип связи	Ионный	Ионный	Ковалентный	Металлический
Соединения	Соль	Соль	Сульфид	Сульфид
$\text{C} + \text{H}_2\text{O}$	$\text{C} + \text{H}_2\text{O}$	Без H_2O	Без H_2O	Без H_2O
Поляризация	Слабая	Сильная	Сильная	Очень сильная

Благодаря всем указанным причинам никель отделяется от кобальта и марганца, и в дальнейшем каждый из них идет своим путем. По А. Е. Ферсману, наиболее сильная активная поляризация наблюдается у никеля, меньшая у железа и еще значительно меньшая у магния. Этим объясняется степень адсорбции этих металлов и относительная энергия никеля в гипергенной обстановке по сравнению с другими двухвалентными металлами; эка его также несколько больше экв двухвалентных Mn, Co, Fe, Ca.

Здесь же отметим наблюдения Гангули и Дзара (1922), показавших, что осажденная перекись марганца обладает различной адсорбционной способностью к Ni и Co в зависимости от аниона электролита, но все же повышенной по сравнению с никелем: Co — 14.2%, $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ — 8.24%, CoSO_4 — 17.0%, NiCl_2 — 4.6% и $\text{Ni}(\text{OH})_2$ — 7%. Все это приводит к все большому отделению никеля от кобальта. Последний улавливается окислами марганца и в дальнейшем разделяет с ними свою судьбу. Благодаря устойчивости окисных соединений марганца на поверхности кобальт вместе с ними выходит из дальнейшей миграции элементов, и только в том случае, если почему-либо создается восстановительная среда, Mn и Co получают возможность дальнейшей миграции. Для никеля же миграция его в водных растворах продолжается или до момента его адсорбции магнийсодержащими минералами, глинами, окислами, или до коагуляции его гелями кремнезема.

Кобальт с эком 1.06 довольно легко заменяет кальций (0.87) и обменивается местами с близким ему по эку Mn (1.00), отчего образуются кобальтсодержащие и, возможно, кальциевые кобальтсодержащие марганцовые карбонаты. Безводный кристаллический пиролюзит беднее кобальтом, чем вад, из которого он происходит. Обычно кобальт интенсивно связывается с марганцовыми минералами. Чистые, не содержащие примеси марганца минералы, глиноземистых и железистых глин, равно как водных силикатов магния, и хлориты (даже никелевые) не содержат кобальта.

В месторождениях выветривания кобальт всегда связан с минералами марганца. Фиолетовые и розово-красные корочки халцедона, встречаю-

щиеся кое-где в зоне выщелоченных серпентинитов, не образуют каких-либо особо значительных концентраций кобальта. Основные концентрации кобальта, вместе с окислами марганца, образуются в верхних зонах коры, где имеется максимально окислительная среда. Вместе с марганцем кобальт по трещинам опускается и ниже в зону нонтронитизированных серпентинитов, но не глубоко; он осаждается по зальбандам опаловых прожилков, по трещинкам серпентинитов и т. п. Однако стяжения большей или меньшей величины образуются только в верхних горизонтах. Перемытые нонтрониты и охры нередко довольно сильно обогащены кобальтом, вплоть до промышленных количеств его. Значительное содержание кобальта дают и переотложенные охры и нонтрониты делювиального происхождения.

Концентрация марганца и кобальта связана не только с древним процессом выветривания, но и с последующими процессами наложения, инфильтрациями марганца и кобальта уже после образования коры. Таким образом, образуется вторичное омарганцование и оруденение верхних горизонтов. В некоторых случаях марганцем обогащаются глины, покрывающие кору выветривания. Наряду с этим имеют место концентрации дисперсного марганца и кобальта, рассеянных в глинах в отдельные желваки, и обогащенные участки там, где протекали грунтовые воды. Содержание кобальта в марганцевых образованиях — корочках, пленках, стяжениях, плотных кусках, — колеблется в больших пределах, от сотых и десятых долей процента до нескольких процентов и более.

Благоприятными для концентрации кобальта являются следующие моменты: 1) присутствие в гипербазитовом массиве более богатых марганцем пород, чем сами гипербазиты; 2) встреча вод, вытекающих из обеих пород, и совместное осаждение Mn и Co (создание своеобразных ореолов, обогащенных кобальтом); 3) трещиноватость верхних горизонтов коры или их раздробленность, вызывающие повышенную аэрацию грунта; 4) присутствие кремнезема в виде разных его минералов, так как окислы марганца вытесняют кремнезем и его замещают; 5) для вторичных концентраций кобальта важно присутствие древних пологих склонов или направленных поверхностных стоков, по пути которых марганец концентрировался в отдельные конкреции и желваки, или по которым вымывание глинистых частиц происходило интенсивно с оставлением более тяжелой части в виде марганцевых образований.

Гипергенное кобальтовое оруденение встречается следующих типов:

- 1) марганцевые шляпы на кварцевых жилах — небольшие по запасам, но богатые по кобальту руды (Ю. Урал);
- 2) переотложенные марганцевые руды типа Ст. Аккермановки (Ю. Урал), обогащенные никелем и кобальтом;
- 3) нижние горизонты железо-никелевых руд халиловского типа (слоистые и охристые руды Орско-Халиловского района);
- 4) переотложенные омарганцованные нонтрониты;
- 5) порошковатые железные руды коры выветривания Среднего Урала;
- 6) омарганцованные ферригаллуазитовые охры по серпентиниту Среднего Урала.

Концентрации кобальта почти исключительно связаны с минералами марганца: асболоном, вадом и псиломеланом. Небольшие количества кобальта (порядка 0.1%) содержатся в реликтовых зернах магнетита и хромшпинелида; сидериты иногда содержат повышенное количество CoO. Кроме индивидуализированных минералов марганца, последние вместе с Co находятся в рассеянном состоянии (в виде примазок, рубашек и дендритов на кварце, гётите и гидрогётите) и в виде тонкодисперсной механической смеси (в нонтронитах, ферригаллуазитах, гидроксиде железа и т. д.).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДРЕВНЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Древняя кора выветривания лучше сохранилась и лучше выражена на Южном Урале, чем в других его частях. Она пользуется здесь широким распространением и развита почти на всех породах палеозоя. Полнее и детальнее всего она изучена пока на ультраосновных породах, совершенно недостаточно на всех остальных. Поэтому в последующей попытке дать краткое описание древней коры выветривания для отдельных частей Урала мы останавливаемся преимущественно на ультраосновных породах.

ОРСКО-ХАЛИЛОВСКИЙ РАЙОН

Этот район исторически является первым на Южном Урале, где раньше внимание к себе привлекли точки сульфидного никелевого оруденения, а затем уже силикатного. Геологически район довольно детально изучен П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934), затем работниками Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института А. В. Хабаковым, Е. В. Воиновой и др. (1941); месторождения же полезных ископаемых освещены работами железорудной группы Института геологических наук (Кротов и его сотрудники, 1942), хромитовой (Бетехтин, Кашин, 1937), никелевой (Гинзбург, Корин и др.) и сотрудников Всесоюзного института минерального сырья (Ульянов, 1937, и др.).

Район представляет невысокую плоскобугристую почти-равнину, сложенную мощными толщами метаморфических сланцев свиты *М*, палеозойскими породами — кембрийскими, нижне- и верхнесилурийскими, девонскими и на небольшом участке нижнекаменноугольными. Последние перекрыты юрскими отложениями. Что касается промежутка времени между нижним карбоном и юрой, то сведений о нем у нас никаких нет. По мнению А. Л. Яншина, А. В. Хабакова и др. в это время на Южном Урале не существовало условий, которые благоприятствовали бы образованию на поверхности палеозойских пород коры выветривания, так как преобладали процессы энергичного размыва и денудации. Если в промежутки между главными пароксизмами горообразования и происходило накопление элювиальных продуктов выветривания, то в эпоху последней фазы уральского орогенеза они были целиком уничтожены (Безруков и Яншин, 1934).

Накопление продуктов выветривания могло начаться лишь в верхнем триасе, когда в результате эрозии образовалась древняя поверхность выветривания. Точнее определить время, когда кора выветривания стала образовываться, трудно. Кроющая кору выветривания толща образована юрскими глинами хайбулинской свиты, которую П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934), а также составители карты Орско-Халиловского района в масштабе 1:50 000 (Воинова, Кириченко и др., 1941) относят к нижней юре (см. фиг. 26). По данным пылецевого анализа И. М. Покровской хайбулинская свита попадает по возрасту в интервале J_1 — J_2 и лежит выше угленосной свиты рэта. Одно несомненно, что кора выветривания образовалась задолго до отложения хайбулинской свиты. В тех случаях, когда железорудные месторождения, лежащие ниже этой свиты, налегают на кору выветривания, последняя явно размыта, и руды залегают на разных горизонтах коры: на карбонатизированных слабо измененных породах, на нонтронитизированных, силицифицированных, охристых, охристо-кремнистых, притом на разных абсолютных отметках. Нижние

горизонты железных руд (слоистые руды) образованы продуктами размыва серпентинитов и коры выветривания, они содержат илестые частицы хризотила, антигорита, кальцит, доломит, пеннин, нонтронит, хромшпинелиды, магнетит, остроугольные и окатанные куски каолининовой глины, иногда обугленные остатки растений (Кротов, 1942). Железородные отложения в свою очередь с размывом перекрываются отложениями хайбулинской свиты. В пределах самих железородных месторождений также наблюдается ряд стадий их формирования. Б. П. Кротов (1942) различает стадии: 1) накопления первоначальных осадков; 2) образования лептохлоритов; 3) выветривания в эпоху отложения хайбулинских осадков.

«Юрские отложения местами вдаются в виде рукавов и бухт в область развития палеозоя. Палеозойские породы, в свою очередь, торчат отдельными выступами, грядами и цепями островов среди поля юрских отложений. Рельеф дна юрской впадины так же неровен, как и очертание ее берегов. В центральной ее части подошва коры всюду лежит ниже уровня современных речных долин, по окраинам она местами поднимается над долинами рек. При приближении к отдельным выступам палеозоя подошва юрских отложений также испытывает подъем» (Безруков и Яншин, 1934).

Из изложенного следует, что древняя кора выветривания, образовавшаяся на пенепленизированной поверхности палеозоя, была подвержена перед наступлением хайбулинского времени в течение длительного периода действию разнообразных процессов и неоднократно, при этом значительному, размыву. Она дала огромные массы глин, песков, галечников, отложившихся в хайбулинской и налегающей на нее зиренагачской свитах. В нижней части хайбулинской свиты преобладают глины и алевроитовые глины серого или темного цвета с сажистыми, а иногда и углистыми прослойками. В самых нижних горизонтах свиты имеются стяжения марказита и сидерита. Микроскопическое исследование серых глин Орловского месторождения, произведенное Г. И. Теодоровичем (Кротов и др., 1942), обнаружило в них минералы группы каолинита (леверрьерит), измененную белую слюдку, каолинит, белую слюду, реже — измененный биотит, кроме того, кварц, микроклин, реже — роговую обманку, хлорит, биотит, глаукофан, турмалин, гидрогётит, магнетит, рутил, апатит, эпидот, гранат, хромшпинелиды, титанит и др. На Ново-Киевском месторождении среди комплекса ярко окрашенных алевроитовых глин им обнаружены: белая слюда, калиевый полевой шпат, гидроксиды железа, турмалин, рутил, циркон, глаукофан, биотит, магнетит, хлорит, тремолит, актинолит, гранат, обыкновенная роговая обманка. Нижние горизонты, состоящие из плотных огнеупорных разностей глин, имеют небольшую мощность по сравнению с остальной частью свиты, состоящей из песчанистых и слюдястых глин и песков, то пылеватых, то разнотернистых. Наиболее типичны кварцево-слюдястые глинистые пески, часто содержащие зерна полевых шпатов и гальки кварцево-слюдястых сланцев. В верхней части разреза свиты преобладают песчанистые, в нижней части — более глинистые разности. А. Л. Яншин (Безруков и Яншин, 1934) отмечает изменчивость петрографического состава этой свиты и влияние пород прилегающих частей суши на минеральный состав отдельных участков. Мощность хайбулинской свиты сильно колеблется; местами она достигает максимума около 200 м.

Хайбулинскую свиту перекрывает зиренагачская свита, сложенная преимущественно крупнозернистым материалом: конгломератами, галечником, грубыми кварцево-слюдястыми песками; ни углей, ни сидеритов, ни бобовых латеритов среди этой свиты не встречено. Мощность галечни-

ков достигает 70 м (обычно 10—20 м), а сплошных песков не более 10—15 м. Зиренагачскую свиту А. Л. Яншин относит к средней юре, группа же ЦНИГРИ (Войнова, Наливкин и др., 1941) считает ее фацией хайбулинской и одновозрастной с ней.

На Айдербаком месторождении никеля, находящемся в 4 км к западу от Мало-Халиловского железорудного месторождения, кора выветривания серпентинитов покрыта немой маломощной толщей пестроцветных глин, содержащих бобовины бурого железняка, небольшие стяжения гипса и скопления светлоголубых глин бейделлитового и галлазитового состава. Кое-где встречаются в них прослойки бурого железняка бобово-оолитового типа. Пестроцветные глины кроются меловыми суглинками, песками, реже галечниками, мощностью 25—30 м. Возраст пестроцветных глин неясен. Они напоминают юрские глины Переволоченского месторождения или пестроокрашенные глины этого же возраста Ново-Киевки. Но в то время как тонкая фракция последних состоит в основном из каолинита, на Айдербаке, несомненно, находится бейделлит. Поэтому у пестроцветная толща Айдербака не может быть полностью отождествлена с этими глинами. Приходится пока считать ее домеловой, не уточняя возраста. Меловые отложения размыли местами как пестрые глины, так частично и кору выветривания и залегают на размытых горизонтах последней. Отсюда следует, что вопрос о существовании юрских отложений на Айдербаком плато должен остаться открытым. Средняя абсолютная высота плато 380—400 м, максимальная — 415 м. Восточнее юрские отложения залегают на высоте до 412,8 м, так что кора выветривания находится теперь ниже этого горизонта.

В районе Мало-Халиловского железорудного месторождения, находящегося в 4 км от Айдербака, кора выветривания залегают несколько выше уровня речных отложений р. Губерли и, приблизительно, на 100 м ниже, чем на Айдербаке. Она покрыта здесь юрскими отложениями и имеет такое же строение, что и на Айдербаке.

Интересны результаты разведок Восточно-Киевского месторождения, где кора выветривания в отдельных ее частях кроется то хайбулинской свитой, то зиренагачской, то фаунистически охарактеризованным мелом; юрские и меловые отложения залегают на коре выветривания не только серпентинитов, но и габбро. Для месторождения характерны молодые подвижки тектонического характера, в результате которых часть коры оказалась на юрских глинах.

На месторождении Туя-Таш в 0,5 км от пос. Ильяс-Мусина под десятиметровой толщей зиренагачских галечников залегают темнозеленые продукты выветривания сланцев, а в 1 км отсюда (на северо-восток) под меловыми образованиями вскрыта кора выветривания серпентинитов. Точно так же и на третьем Аккермановском участке кора выветривания покрыта меловыми отложениями и при этом сохраняет ту же структуру, какую имеет там, где она покрыта юрскими отложениями.

Силифицированные серпентиниты встречены почти на всех железорудных месторождениях под юрскими отложениями.

В послепалеоценовое время в течение эоцена образовались континентальные кварцевые пески, содержащие глыбы сливных песчаников с богатой эоценовой флорой, указывающей на жаркий климат с засушливыми периодами. Цементом их служат опал, халцедон и окислы железа. Мощность 12—15 м.

Прилагаемая карта (фиг. 26), представляющая собой упрощенную выкопировку из карты Орско-Халиловского района масштаба 1:50 000 (1941) с небольшими нашими дополнениями, показывает, что древняя кора выветривания в этом районе приурочена к краям Таналык-Баймак-

ской депрессии, большей частью к ее западному борту, и почти везде непосредственно граничит с юрскими отложениями. Абсолютные отметки верхних горизонтов коры выветривания сильно варьируют. Для отдельных месторождений они составляют примерно (в метрах):

Ново-Петропавловское месторождение	405
Айдербакское »	380—390
Дюрткель-Тюбе »	400
Георгиевское »	370—360
Ново-Киевское »	370—360
Б. Горюн	375
Туя-Таш (Северо-восточнее Ильяс-Мусина)	375
Западнее Ильяс-Мусина »	350
Ново-Аккермановское »	330
Промежуточное »	345
Мало-Халиловское »	280—290
Орловское »	260—270

Пониженные отметки наблюдаются на участках, непосредственно граничащих с восточным краем Таналык-Баймакской депрессии, где констатированы молодые сбросы, которые, в большинстве случаев затронули не только верхний мел, но и палеоген. Образование краевых разломов началось, вероятно, еще в начале мезозоя. В послепалеогеновое время продольные разломы вдоль краев Таналыкской депрессии действовали как небольшие взбросы восточных частей, местами сопряженные с пологими структурными опусканиями соседних более западных частей (Хабаков, 1941). Тектонические линии опусканий и поднятий проходят, вероятно, значительно южнее, чем показано на карте, они имеются, несомненно, и по восточной окраине депрессии в районе Гайнулино, где кора выветривания гораздо более распространена, чем показано на карте, но частично размыта и скрыта под позднейшими отложениями. С одной из значительных домезозойских тектонических линий, развитой в юго-западной части депрессии, связано Ново-Аккермановское месторождение никеля, на котором тектонические подвижки имели место и после образования коры. Тип коры здесь совершенно иной и описан нами под именем линейного, новоаккермановского (см. часть 1-ю нашей монографии). Восточнее и северо-восточнее месторождения развита кора выветривания на габбро, основных эффузивах, альбитофирах, туфах и даже на кремнистых сланцах девона и карбона. Еще восточнее мы встречаем на нижних каменноугольных известняках значительное развитие карста, заполненного юрскими глинами и железными рудами. Мощность сохранившейся от размыва коры выветривания, включая выщелоченные и карбонатизированные разности, довольно значительна, до 70 м и даже несколько больше. Мощность зоны выветривания на Ново-Аккермановском месторождении достигает 150—160 м (из них промышленная до 60 м); самые низы разложившихся зон находятся примерно на 20 м выше уровня воды р. Урала. Глубина карстов нам неизвестна, но железорудные пласты, заполняющие карстовые воронки, обнаружены еще на отметках 220—230 м, т. е. выше современного уровня Урала на 40—50 м. Повидимому, глубина карста значительно больше и, вероятно, также близка к уровню р. Урал, если не ниже его.

Резюмируя, можем отметить, что в Орско-Халиловском районе кора выветривания находится, несомненно, как под юрскими отложениями, так и под меловыми; в обоих случаях профиль выветривания остается одним и тем же. Под этими же отложениями находятся и силицифицированные серпентиниты, входящие в состав юрских галечников. Выветри-

вание началось с верхнего триаса и продолжалось до отложения нижнеюрской хайбулинской свиты, а на участках, не покрытых юрскими отложениями, могло продолжаться до мела. В этом же районе отмечается доюрское или нижнеюрское образование карстов. Абсолютные отметки поверхности выравнивания составляли около 375—400. Зона истечения опускалась до уровня 220—180 м или несколько ниже. Мощность сохранившейся части контронитовой коры выветривания составляет не менее 70 м, трещиной до 160 м. Отдельные участки коренных пород с корой выветривания обнажались многократно: 1) в конце триаса до отложения железорудной формации — основной этап образования коры выветривания; 2) после ее образования до отложения хайбулинской свиты — относительно небольшой перерыв в осадкообразовании; 3) после размыва юрских осадков до отложения верхнего мела — значительный перерыв; 4) период между мелом и палеоценом — небольшой перерыв; 5) в эоцене — небольшой, но важный период; 6) после палеогена до образования четвертичных отложений.

Участки обнажались в разное время, одни раньше, другие позже; несомненно, были участки, которые даже в триасе и юре еще не вышли из под перекрывающих их пород и обнажились лишь в более позднее время.

А. Л. Яншин (Безруков и Яншин, 1934) дает описание ряда точек, где обнаружена кора выветривания на разных породах. По обоим крыльям Баймакской котловины кора выветривания особенно развита на альбитофирах, пироксеновых и диабазовых порфиритах, туфах и туфобрекчиях. В пределах Баймакской зоны кора выветривания сохранилась под покровом мезозойских отложений почти везде. Элювиальные образования, принадлежащие альбитофирам, занимают большие пространства по водоразделу меридионального течения рек Таналыка и Макана. Мощность зоны выветривания достигает нескольких десятков метров. Нижние их части сохраняют структуру первичной породы, выше они становятся рыхлыми, вместо зеленоватого цвета приобретают белый (каолинизация), еще выше теряют первичную структуру и окрашиваются в яркие пестрые тона: желтовато-малиновые, розовые, желтые, белые.

Элювий порфиров и порфировых туфов развит по восточному краю Баймакской синклинальной зоны, занимая прерывистую полосу вдоль подножья хребта Ирэндык. Мощность коры превышает местами 15—20 м. На Переволоченском месторождении порфириды образуют в нижних горизонтах дресву, заключенную в глинистую массу, выше она переходит в сплошную толщу зеленовато-коричневых жирных глин со включением каолинистых частиц от разложения полевых шпатов, еще выше глина принимает пеструю окраску и, наконец, в самых верхних горизонтах лилово-малиновый цвет с белыми натеками.

А. Л. Яншин (Безруков и Яншин, 1934) отмечает, что все красноцветные латеритовые образования перекрываются юрой и, несомненно, относятся к доюрским осадкам.

АКТЮБИНСКИЙ РАЙОН

Кора выветривания в рассматриваемом районе развита преимущественно на Кемпирсайском массиве ультраосновных пород. По широкому развитию древней коры выветривания на ультраосновных и основных породах этот район занимает первое место на Урале. Однако кора выветривания встречается также и на гранодиоритах, сланцах разного типа и других породах. Она носит здесь региональный характер. На ультра-

основных породах с корой выветривания связан ряд месторождений никеля. Район носит характер степной нагорной равнины. В большей своей части кора выветривания приурочена к абсолютным отметкам 430—490 м. Весьма часто под кровлей каолинизированных габбро-амфиболитов встречаются разложенные ультрабазиты, а на контакте обеих пород — разложенные полосчатые такситы. Подобные участки являются наиболее обогащенными металлом.

Из мезо-кайнозойских отложений менее всего распространены юрские породы; они встречаются в районе Кызыл-Сая (огнеупорные глины и бокситы), Анастасьевского поселка и по р. Мамыту, где выражены серыми глинистыми сланцами и глинами с бурыми углями или их пропластками. Кроме того, бокситы и оолитовые железные руды в Восточно-Кемпирсайском месторождении по типу совершенно аналогичны кзылсайским бокситам, относимым к юре. Характерно, что под ними залегает типичная нонтронитовая кора выветривания. Таким образом, юрские отложения в пределах массива выражены отдельными островками континентальных образований. Гораздо большим распространением пользуются верхнемеловые отложения, относящиеся к маастрихтскому и кампанскому ярусам. Они состоят из конгломератов, песчаников, песков с глауконитом, мергелей опок (Безруков и Яншин, 1937). Меловые отложения особенно развиты в восточной, северо-западной и южной частях массива, в то время как центральная часть в настоящее время свободна от них; возможно, что в прошлом отдельные ее части были покрыты верхнемеловым морем. Это море местами, особенно в южной части, несомненно, покрывало кору выветривания. На месторождениях хромита южной части массива прекрасно наблюдаются отложения меловых толщ на размытых горизонтах коры выветривания. Так как в основании меловых толщ в некоторых разрезах залегают конгломераты (мощностью до 1 м), то это дало повод Н. А. Алешкову (1939) предположить, что верхнемеловое море должно было бы целиком абрадировать всю толщу рыхлых продуктов древней коры выветривания, если бы таковая образовалась до мела, и что конгломераты и меловые толщи должны были бы содержать продукты выветривания. К сожалению, петрографический состав меловых конгломератов района пока не изучался, но все же в приводимом А. Н. Алешковым описании единственного обнажения (у с. Джангиз-Агач) фигурируют гальки местных твердых пород: серпентинита, габбро; кремнистых сланцев, хромита и др. Было бы весьма странным, если бы среди подобных пород встречались гальки мягких и рыхлых, до размыва уже нацело или частично разложившихся пород. А. Н. Алешков не упоминает хорошо известных ему и нанесенных на его карте случаев существования никелевых месторождений, покрытых меловыми осадками (Сарымурзинское, Карагачтынское, Джангиз-Агачское, Джарлы-Бутакское, Донское и ряд других). Отсюда следует, что абразия мелового моря не была в районе везде достаточно интенсивной, чтобы повсюду целиком уничтожить ранее образовавшуюся кору выветривания. Погружение отдельных частей массива шло быстрее, чем размыв коры абразией, которая могла иметь место два раза: в периоды маастрихтской и палеогеновой трансгрессии.

Однако чаще всего, особенно в центральной и западной частях массива, древняя кора выветривания покрыта пестроцветной толщей глин. Ее относили раньше к юрским отложениям, затем параллелизовали с миоценовыми или плиоценовыми кратиоцветными глинами Южного Урала; за последнее время Н. П. Херасков, В. Н. Разумова вместе с Н. А. Алешковым считают эти глины за эоценовые. Особенностью этих глин является, по их мнению, содержание в них бобовин бурого железняка.

А. Н. Алешков высказывает предположение, что эти глины вместе с бобовинами и желваками бурого железняка являлись результатом эпигенетического изменения мергелей и глинистых мергелей верхнего мела и нижнего палеогена.

Ввиду важности вопроса о покровной толще коры, приводим описание пестроцветных глин из некоторых никелевых месторождений, изученных сотрудниками группы коры выветривания Академии Наук СССР (И. И. Савельевым, В. Ф. Попковым и А. Л. Кацем).

Б а т а м ш и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е. Пестроцветные глины мощностью до 14 м серого, сизого, бурого, желтого, красного, розового цвета залегают на разных горизонтах коры: на охрах, нонтронитизированных, выщелоченных и почти неизмененных гипербазитах; это свидетельствует о том, что уже до отложения покрывающей толщи имел место разрыв продуктов выветривания. В основании покровной толщи распространены перемытые нонтрониты и слоистые охры. Тонкая фракция пестроцветных глин, залегающих на переотложенных продуктах выветривания, состоит в основном из бейделлитов, каолинита и тонкодисперсной глинистой массы, окрашенной окислами железа.

В пределах месторождения пестроцветные глины содержат много гипса и большое количество карбоната кальция, которые в нижней части в отдельных точках образуют сплошную толщу до 3 м; они содержат также пизолиты бурого железняка, а иногда окатанные кусочки силицифицированных пород (Савельев, 1938).

Ш е л е к т и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е. Покровные толщи представлены пестроцветными глинами, мергелями (в западной части района в виде небольших нашлапок) и суглинками. Пестроцветные глины и суглинки залегают на различных горизонтах профиля выветривания гипербазитов, причем максимальная мощность (10 м) наблюдается в центральной части месторождения, а минимальная (1.0—1.5 м) — в восточной части района. Мергели встречаются в западной части за пределами месторождения; они залегают гипсометрически ниже пестроцветных глин, имеют плотный облик, светлосерый цвет, в значительной своей части они слабо окремнены. Точное взаимоотношение мергелей с пестроцветными глинами не установлено. Цвет глин серый, бурый, красный, фиолетовый, малиновый и пр. В состав их, особенно в верхней части, входят оолиты и почки бурого железняка и мелкие зерна кварца и других пород, в нижних же горизонтах встречаются гипс и местами карбонаты, причем нередко в нижней части можно встретить включения нонтронитов, охр, силицифицированных пород, иногда выщелоченные гипербазиты. По ряду горных выработок можно установить следующий разрез (снизу вверх): глина стально-серого цвета, та же глина с гнездами и неправильными скоплениями буровато-желтой глины, смешанная толща сероватых и бурых глин, бурая глина с гнездами стально-серой, значительно ожелезненной глины, фиолетово-красные глины.

Создается впечатление, будто окислы железа впоследствии мигрировали из верхних горизонтов в нижнюю серую глину. В верхней части глинистой толщи наблюдается концентрация марганцовых образований, иногда содержащих кобальт. В состав стально-серой глины входят обломки минералов кристаллических пород, слагающих район, и микрочешуйки минерала типа галлуазита, вместе с сильно ожелезненной аморфной глинистой массой (А. Л. Кац).

З а п а д н о - К е м п и р с а й с к о е м е с т о р о ж д е н и е. Мощность пестроцветных глин составляет от 1 до 10 м. Отмечается полосчатость в связи с изменением окраски в красных, желтых и бурых тонах. В нижних частях наблюдается обогащение гипсом, в верхней части

встречаются землистые скопления марганца и кобальта в виде мелких оолитообразных агрегатов, лепешек, почек, натеков, расположенные в многочисленных взаимно пересекающихся трещинках. Микроскопическое исследование показало наличие в их составе минералов местных габбро-амфиболитов и других гипербазитов: неизменных роговых обманок, моноклинных пироксенов, тончайших частиц хлоритов, редких зерен полевых шпатов (плагноклазов), кварца, большого количества гидроокислов железа, водных силикатов глинозема типа галлуазита, рудных зерен, солей сернистого и углекислого кальция. В тонкозернистом глинистом веществе наблюдаются исключительно продукты изменения габбро-амфиболитов, представленные хлоритом типа пеннина, травяно-зеленым нонтронитом, водными силикатами глинозема типа галлуазита, хлопьевидными окислами железа (Ф. Попков).

Тайкетенское и Тассайское месторождения. Пестроцветные глины мощностью до 10 м залегают или на размывтой поверхности коры выветривания или на неизменных породах. В нижней части разреза этих глин наблюдается пятнистая окраска в красные, бурые, желтые, стальнo-серые цвета, в верхней они однообразно бурые, желтые и серые; нижние глины пластичны, верхние содержат много песка и приближаются к суглинкам (И. И. Савельев).

Приведенные описания свидетельствуют о том, что пестроцветные глины бывают, по крайней мере, двух типов — пестрые и однотонные, причем во многих случаях оба типа могут быть разновозрастными. Несомненно, они являются: 1) континентальными отложениями, скорее всего солоноводными (гипс), и 2) претерпели последующие изменения. Предположение (основанное на одной Батамше) об их однообразном и повсеместном для района эоценовом возрасте, по нашему мнению, пока недостаточно обосновано; несомненно, эти глины являются продуктом многократного перемива других континентальных отложений и снесены в пониженные участки древнего рельефа, частично в эоценовую эпоху, но, возможно, частично и позднее. Как бы то ни было, следует признать, что крайним верхним пределом образования коры выветривания следует считать не эоцен, а верхний мел. А. Л. Яншин допускает, что отдельные участки Кемпирсайского массива уже в нижнем мелу могли быть погружены под воду; он указывает, что севернее Актюбинска нижнемеловые отложения залегают на высоте 420 м, поверхность же коры выветривания в Батамшинском месторождении находится на уровне 412—446.5 м, а в Шелектинском — на 420—453 м; к этому времени эти участки коры выветривания, впоследствии поднявшиеся, были покрыты чехлом осадочных рыхлых образований и лежали ниже уровня моря. Следовательно, не может быть и речи об абразии их во время отложения верхнемеловых конгломератов. Вероятнее всего, что формирование коры выветривания, начавшееся до средней юры — времени отложения бокситов и железных руд Восточно-Кемпирсайского месторождения, продолжалось на отдельных более повышенных участках, оставшихся не покрытыми юрским и нижнемеловым морем, вплоть до верхнего мела, когда море целиком покрыло весь массив. После палеоцена последовал размыв покровной толщи вплоть до коры выветривания или даже до свежих пород и отложение в последующие эпохи пестроцветных глин и песков.

Естественно, что на остававшихся до верхнего мела непокрытыми водой участках юрская кора должна была испытывать позднейшие процессы наложения, в связи с изменившимися к верхнему мелу климатическими условиями. В эоцене, когда кора выветривания снова выступила на поверхность, процессы наложения должны были возобновиться. Для Южного Урала эоцен характеризуется крайне засушливым климатом, благо-

приятствовавшим развитию ксерофитной растительности и образованию цементных песчаников. Процесс окремнения не ограничился одними только песками, он распространился и на другие породы, которые очутились в зоне линз с щелочными грунтовыми водами. Процесс окремнения мог затронуть не только ультраосновные породы, но и габбро-амфиболиты, эколгиты, глинистые сланцы и т. д.

Особенно благоприятно окремнение развивалось на карбонатизированных породах. Это наблюдается, например, на силицифицированных габбро-амфиболитах на Западно-Кемпирсайском месторождении, встречающихся в виде небольших нашлапок на нонтронитизированных частях этих пород. Они отличаются своею плотностью, отсутствием ячеистости, в них нет прожилков опала и халцедона, характерных для силицифицированных гипербазитов. Под микроскопом наблюдается мелкозернистая основная масса, состоящая из мелких выделений халцедона, мелких реликтов роговой обманки, хлорита и отдельных зерен нонтронита. Халцедон вытесняет карбонаты, отлагающиеся по тонким трещинкам, пустотам и порам, или развивается в виде псевдоморфоз по реликтам роговой обманки, хлорита и частично по нонтрониту; он заполняет бывшие карбонатные участки с периферии, оставляя в центре небольшие разъединенные остатки карбонатов (В. Ф. Попков). Таким образом, здесь карбонатизация предшествовала окремнению.

При описании покровной толщи на Батамшинском месторождении мы упоминали о нахождении окремнелых мергелей. Нами, так же как и В. Н. Разумовой, указывалось давно на присутствие окремнелых нонтронитов. А. Н. Алешков приводит разрез по В. Кемпирсайскому месторождению никеля, где на окраинных нонтронитизированных дунитах лежит линза галечника, а выше ее (в 1 м от нонтронита) пластообразная, в 20—25 см мощности, линза песчаника с отпечатками растений. В местах наибольшего скопления отпечатков растительности порода окрашена в зеленоватый цвет. В рядом находящемся шурфе встречены в эоценовых песчаниках тонкие прожилкообразные линзы праопала, похожие на те, которые наблюдаются в силицифицированных гипербазитах.

Окремнению подвергаются также и меловые отложения: конгломераты, песчаники, опоки и т. д., в которых в виде цемента содержится до 71—85% опала (А. Н. Алешков). Однако надо делать различие между образованием эоценовых песчаников и окремнением меловых отложений, содержащих опоки, глауконит и т. п. Последнее может быть и не связано с корой выветривания,¹ а объясняется растворением кремневых скелетов и их новым переотложением в зоне грунтовых вод; никакого профиля выветривания в подобных случаях не наблюдается и никакой коры здесь не образуется, причем эти процессы могут протекать в любых климатических условиях, на любых горизонтах, вне связи с поверхностными процессами выветривания. Окремнение же эоценовых кварцитов связано с водами, состав которых определяется процессом выветривания в пустынном климате, т. е. связано с корой выветривания, образующейся в щелочных условиях. Поэтому неправ А. Н. Алешков, когда окремнение опок также считает характерным для эоценовой коры, смешивая воедино эти два процесса.

В Джангиз-Агаче А. Н. Алешков наблюдал в основании меловых отложений трещины, заполненные галечниками с доломитовым цементом и содержащие щетки горного хрусталя. Отсюда А. Н. Алешков делает вывод о синхронности с ними доломитовых и опаловых прожилков в коре выветривания серпентинитов, в то же время считая одновозрастной силицификацию этих пород с наблюдавшейся силицификацией в последнемеловых образованиях, т. е. приписывает коре выветривания третичный

возраст. Однако, если кора выветривания образовалась в эоцене, то непонятно отсутствие ее на меловых отложениях, преобладавших среди пород на поверхности и неплохо сохранившихся и по настоящее время. Нельзя отдельные разрозненные факты окремнения и доломитизации, локально слабо выраженные в немногочисленных точках среди верхне-меловых отложений, отождествлять по времени с огромными, повсеместно развитыми на Южном Урале процессами, сопровождающими нонтронитизацию ультрабазитов.

Для месторождений никеля, связанных с древней корой выветривания в пределах Кемпирсайского массива, нельзя не отметить: 1) исключительную их мощность, 2) богатство металлом, 3) огромные площади, занимаемые отдельными месторождениями, 4) многочисленность никеленосных точек. Не может не обратить на себя внимание приуроченность никеленосных площадей то к западному краю ультрабазитовой интрузии, то к восточной окраине. Эти краевые части характеризуются, с одной стороны, развитием среди них линий тектонических разломов варисцийского и альпийского времени, с другой стороны, близостью границ сплошного развития меловых отложений. На западной окраине и, частично, на восточной, в районе никелевых месторождений весьма характерным является также развитие кровли из габбро-амфиболитов. Несомненно, эти три обстоятельства содействовали здесь развитию более мощной коры выветривания, ее сохранению и обогащению никелем. Крайние части массива ультрабазитов, контактирующие с покровными породами габбро с развитыми варисцийскими тектоническими зонами, благоприятствовали усиленному стоку к ним грунтовых вод и более интенсивному разложению пород. Близость же или соседство меловых или третичных отложений предохраняла их в большей степени от размыва, чем кору на центральных частях массива. Присутствие покровных габбро могло оказать благоприятное воздействие на концентрацию никеля в результате обогащения контактных зон хлоритом, возможно также, кое-где тонко диспергированных сульфидами, а подстилающих габбро разложенных серпентинитов — карбонатами кальция, мигрировавшими вниз при выветривании габбро.

РАЙОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЕЕ ОРСКО-ХАЛИЛОВСКОГО РАЙОНА

Севернее Орска кора выветривания, представленная каолином, появляется уже в Чкаловской области на Теренцайских гранитах, затем у ст. Шильда (месторождение Беркут), где известны марганцовые кобальтосодержащие шпалы небольшой мощности на кварцевых жилах среди каолинизированных гранитов вблизи серпентинитов, которые здесь изредка силицифицированы. Здесь же имеются каолинизированные сланцы. Вблизи Брацлавки встречаются светложелтые, иногда белые каолины, образованные за счет гранитов и сланцев, мощностью свыше 12 м, а также изредка силицифицированные серпентиниты (Мамедов и Пешинский, 1940). На горе Домбар (абсолютная отметка 380 м) юго-восточнее Каменецка имеются выходы большей частью силицифицированного серпентинита с непромышленным содержанием никеля. В 4 км к северу от горы Домбар на Подольском гипербазитовом массиве кора выветривания (абсолютная отметка 340—360 м) развита больше по типу силицифицированного профиля и меньше по типу слабо нонтронитизированного. Максимальная мощность продуктов разложения 20—25 м (Чекалов, 1937). Из покровных толщ в этих районах встречаются железистые конгломераты и песчаники, условно относимые к олигоцену, и пестроцветные глины, приуроченные к склонам и понижениям поверхности палеозоя и принимаемые за плиоцен (?).

На Ново-Айдырлинском месторождении силикатного и сульфидного никеля кора выветривания на серпентинитах сохранилась лишь на восточном склоне, где она представлена маломощными нонтронитизированными и несколько омарганцованными разностями. Здесь же имеются разложенные породы и сланцы; продукты разложения снесены в карсит, образованный на контакте серпентинитов, надвинутых на известняки и сланцы карбона. Отдельные части брекчированной зоны содержат вдоль своих швов и промежутков сульфиды железа и никеля с растительными остатками в верхних глинистых горизонтах. Кое-где сохранились также содержащие гиббсит бобовые железные руды вероятно юрского или нижнемелового возраста. Сами айдырлиты содержат свободные гидраты глинозема.

Севернее и северо-восточнее Айдырли кора выветривания обнаружена в верховьях и по притокам Суундука, Тобола, а также по притокам р. Урал. На Берсуатском серпентинитовом массиве кора местами нонтронитовая, на Бриенском массиве — нонтронитовая с никелевыми силикатами, на Колчинском массиве — нонтронитовая в виде небольшого пятна и каолинистая. На Наследницком массиве кора выветривания находится в связи с хромитовыми месторождениями в виде остатков нонтронитовой коры, на Могутовском массиве — кора нонтронитового и силицифицированного типа, на Гогинском — контактного типа, на Варшавском — нонтронитовая в районе хромитовых рудников, на Карталинском, севернее линии железной дороги Карталы — Магнитогорск — сильно размытая нонтронитовая и каолинистая.

На Гогинском массиве нами обнаружены разрозненные валуны боксита.

Обширный район развития коры выветривания отмечается вдоль железнодорожной линии Челябинск — Миасс, где расположены каолины чебаркульские, бишкильские и ряд других. Здесь же кора выветривания развита и на массивах серпентинитов — Казбаевском и Травниковском.

РАЙОН ЮГО-ВОСТОЧНЫХ СЕРПЕНТИНИТОВЫХ МАССИВОВ

Восточнее железнодорожной линии Айдырля — Бреды древняя кора выветривания в разном развитии встречена на ряде массивов: на Кундыбаевском массиве имеется нонтронитовая, местами сильно силицифицированная кора; на Тургеневском — кора выветривания слабо развита; на Джетыгоринском встречается силицифицированная и частично нонтронитовая сильно размытая кора; на Ливановском массиве кора выветривания почти вся смыта и притом плохо обнажена; на Ак-Каргынском массиве кора выветривания, повидимому, не сохранилась. В районе Шевченковского массива кора выветривания развита не только на серпентинитах, но и на всех остальных породах вплоть до сланцев карбона; здесь же нами обнаружен участок типичного боксита. Кора выветривания на серпентините сильно силицифицирована. Имеются небольшие участки с никелевыми силикатами и не затронутыми или слабо затронутыми нонтронитизацией серпентинитами.

Весьма характерно, что почти все серпентинитовые массивы в пределах широт от $51^{\circ}20'$ до $52^{\circ}20'$ обнаруживают сильную силицификацию коры, причем нонтронитовая зона в них слабо развита и сохранилась лишь в отдельных пониженных точках, карманах и т. п.; зато поражает обилие выходов, гряд и шапок окремнелых и частично ожелезненных серпентинитов, которыми нередко сложены наиболее повышенные точки рельефа. Здесь же весьма часто встречаются магнезиты, то более, то

менее окремненные. Общее впечатление таково, что на этих массивах имеются лишь оставшиеся от размыва нижние горизонты древней коры выветривания, т. е. выщелоченные карбонатизированные серпентиниты, впоследствии окремненные. Площадь распространения этих сильно силицифицированных массивов в пределах указанных широт простирается вдоль меридиана 60°, но затем отклоняется на юго-запад к северным Мугоджарам, примерно следуя крайним выходам палеогена.

Глава X

ВОЗРАСТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы о возрастных соотношениях.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

1. Ясно намечается региональный характер процесса выветривания палеозоя на Южном Урале.

2. Самым нижним горизонтом, покрывающим на Южном Урале кору выветривания, является флористически охарактеризованная хайбулинская свита, относимая А. Л. Яншиным к нижней юре. В Челябинском угленосном районе обнаружена кора выветривания мощностью до 50 м на сланцах рзта. Этим определяется ее нижний предельный возраст (устное сообщение А. Л. Яншина).

3. Предположение о возможном образовании коры выветривания, начиная с нижнего карбона или еще раньше — с кембрия, не обосновано достаточно, так как после варисийского орогенеза вряд ли что-нибудь от этой палеозойской коры выветривания могло остаться.

4. Вероятнее всего, что начало образования древней коры выветривания приурочено к верхнему триасу. Однако не весь палеозой Южного Урала подвергся к этому времени выветриванию, так как многочисленные массивы или части их стали доступны процессам аккумуляции элювиальных продуктов выветривания лишь позднее, в течение всего мезозоя и даже кайнозоя.

5. К моменту отложения хайбулинской свиты кора выветривания была не только сформирована, но отчасти уже и сильно размыва, с наложением на нее новых процессов.

6. На многих массивах палеозоя кора выветривания оставалась открытой в течение всей юры и вплоть до верхнего мела, а в северо-восточной части Южного Урала — до палеогена и кое-где, вероятно, еще дальше. Естественно, что за это время кора выветривания на ряде участков, а иногда и на целых массивах подвергалась частичному размыву или даже полному уничтожению.

7. Верхнемеловое море, покрывшее значительную часть Южного Урала, отложило свои осадки на древнюю кору выветривания и частично размывало ее.

8. Часть коры выветривания обнажилась кратковременно перед наступлением палеоцена, чтобы затем в отдельных своих частях снова очутиться под водой.

9. Следующая, эоценовая эпоха, характеризуется резким континентальным режимом и специфическим характером процессов выветривания.

10. Палеогеновое море, развитое на Южном Урале, преимущественно в его северо-восточной части, заходило отдельными языками на запад

и особенно юго-запад. При этом северо-восточная часть Южного Урала, бывшая до того сушей, погрузилась под воду вместе с покрывавшей ее корой.

11. На участках и в районах, где палеозой был освобожден от покрова мезозойских толщ, выветривание возобновило свое действие в течение всей континентальной эпохи, наступившей после мезозоя. Новая кора выветривания могла образоваться не только на породах палеозоя, но и на мезозойских и палеогеновых отложениях, однако она была маломощна.

12. Образование карста началось до отложения глин хайбулинской свиты и железорудных толщ и претерпело все те изменения, которым подвергалась и кора выветривания. Преимущественно развитие карста приурочено на Южном Урале к полосам карбонových известняков в контакте их как с ультраосновными породами, так и с кислыми (гранитами) и со сланцами и эффузивами девона. В Халиловском районе карст выполнен осадками нижней юры, в более северных районах — большей частью беликовой толщей, относимой к верхней юре — нижнему мелу, затем меловыми и третичными отложениями.

13. Верхняя граница времени воздействия процессов выветривания по основным районам Южного Урала, по имеющимся данным, рисуется в следующем виде. В пределах Халиловского района отмечается доюрский или нижнеюрский возраст коры выветривания. Для кемпирсайского массива верхнейвозрастной границей можно считать доверхнемеловое и лишь частично доюрское время (Восточно-Кемпирсайское месторождение), для районов северной части р. Урала, Суундука и верховьев Тобола — частично верхнеюрское (под беликами), преимущественно же донижнемеловое, иногда домиоценовое. Для восточных массивов кровлей коры выветривания служат преимущественно породы палеогена и неогена.

РАЗМЫВ КОРЫ

1. Для коры выветривания разных районов отмечается размыв разной интенсивности. Реже всего размывтая кора встречается на Кемпирсайском массиве, где ее мощность обычно бывает максимальной. В Халиловском районе на отдельных участках кора выветривания размывта более сильно. Размывалась она здесь: 1) до отложения хайбулинской свиты, 2) после юры и 3) после мела. На восточных массивах, северо-восточнее Халиловского, где меловые отложения были полностью или в существенной своей части размывты, кора выветривания, как правило, повсюду размывта и полный свой профиль сохранила лишь в отдельных карманах или на небольших участках. Полностью размывта кора выветривания в горной области Урала. Восточная область равнины и пенеплена еще до мела, а вероятнее с юры, представляла собой сушу, и естественно, что кора выветривания здесь больше всего и подвергалась размыву.

Сравнительно более полное сохранение коры в районе Кемпирсайского и Халиловского массивов вполне совпадает с тем, что эти районы относятся к молодым, верхнетретичным поднятиям, в то время как северо-восточные и восточные районы Южного Урала уже с начала мезозоя представляли собою древние континентальные участки. Последнее крупное поднятие Урала в плиоцене больше всего затронуло те районы Урала, где ныне отмечается горный рельеф, почему здесь и на прилегающих к нему с запада площадях кора выветривания смыта почти целиком.

2. От того, когда кора выветривания обнажилась, зависит не только дальнейшая ее эрозия, но и ход последующих процессов наложения; они сильнее всего выражены на восточных серпентинитовых массивах и слабее всего на южных (см. ниже).

1. Весьма характерно, что на всем Южном Урале профиль выветривания на серпентинитах везде в общих чертах тождественен. Меняется мощность его отдельных частей, иногда в результате размыва отсутствуют верхние горизонты, включаются последующие процессы наложения, но везде остается одна и та же последовательность в вертикальной зональности коры. Равным образом неизменным остается профиль выветривания независимо от того, открыта ли ныне древняя кора выветривания или покрыта отложениями плиоцена, миоцена, олигоцена и эоцена или меловыми и юрскими отложениями, как на рядом лежащих участках, так и на участках, отдаленных друг от друга.

2. Отсюда можно сделать два противоположных предположения: первое — что строение профиля выветривания на серпентинитах не зависит от климатических условий, существовавших в периоды его образования, и второе — что основные элементы профиля выветривания связаны с этими условиями и что одинаковые профили выветривания свидетельствуют об образовании при одинаковых климатических условиях. Первое предположение приходится отбросить хотя бы потому, что на Среднем Урале под отложениями тех же возрастов имеются и другие профили. Остается принять второе предположение, которое должно быть расширено следующим образом: древний профиль выветривания является сложным геологическим образованием, сформировавшимся от верхнего триаса до конца юры, обязанным своим существованием длительному влиянию на коренную породу грунтовых вод при разнообразных климатических условиях с процессами наложения, имевшими место в последующей континентальной истории изучаемого пепленизированного участка. Вопрос, следовательно, сводится к тому, в какой последовательности и в каких количествах образовались отдельные минеральные комплексы в существующем ныне профиле выветривания, т. е. к вопросу об истории самого образования профиля, который должен быть рассматриваем в его естественном историческом развитии, т. е. как геологическое тело.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОФИЛЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

1. История образования профиля выветривания определяется факторами двух категорий: внутренними, зависящими от стадийного развития профиля выветривания, и внешними, связанными с климатическими условиями, существовавшими в продолжение длительного периода выветривания пород. Нельзя пренебрегать ни первыми факторами, ни вторыми, так как и те и другие являются физико-химическими параметрами, определяющими то или иное направление развития профиля выветривания. Стадийное развитие профиля нами было изложено в предыдущих главах, почему в дальнейшем мы остановимся только на климатическом факторе.

2. Климатические условия Южного Урала для мезокайнозоя разные авторы характеризуют разно, начиная с J_2 :

По А. Л. Яншину климат, в J_2 — J_3 , близкий к нижнеюрскому и несколько большим увлажнением и похолоданием, теплый и влажный в нижнем мелу; по В. Н. Разумовой, еще более влажный гумидный в юре и сухой жаркий в мелу (C_{r1} — C_{r2}); по Кассину, влажный переходящий в сухой в верхней и к концу средней юры, увлажняющийся и становящийся более жарким в среднем мелу; по Дворцовой, Борнеман и Васильеву, теплый и умеренный в мелу и в третичный период. Ввиду этого мы, впредь до получения точных палеофитологических данных,

оставим без внимания высказываемые предположения о характере климата, а будем, поскольку это возможно, в дальнейшем исходить из сравнительного минералогического анализа.

Прежде всего, обратим внимание на отмеченную нами на предыдущей странице идентичность профиля выветривания на всем Южном Урале независимо от возрастных пород, которые его перекрывают.

Указанные стадии минералообразования на серпентинитах: карбонатизация и нонтронитизация, частично и обохривание, имели место до отложения халиловских железо-никелевых руд или, во всяком случае, до отложения нижних горизонтов глин хайбулинской свиты, так как и те и другие перекрывают уже вполне сформировавшийся профиль.

Везде мы имеем одни и те же зоны выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов с магнезитом, опалом и халцедоном и даже с силицифицированными породами; различия сводятся лишь к степени развития отдельных зон, особенно охристой. На юго-восточных массивах мы имеем хорошо выраженную силицифицированную зону и нижележащую выщелоченную и карбонатизированную, в то время как нонтронитовая и охристая встречаются лишь местами и то в слабо выраженном виде. На Айдырлинском массиве кора выветривания смыта, и лишь участками сохранились нонтронитовая и нижележащие зоны. На Колчинском массиве на очень небольшом участке встречаются нонтрониты и силицифицированные серпентиниты. На горе Домбар и на Подольском массиве остались лишь слабо нонтронитизированные серпентиниты, реже—охры, зато процессы силицификации здесь сильно развиты. В подобных случаях можно было бы говорить о недоразвитых зонах, но сильная пятнистость в расположении отдельных зональных участков и приуроченность остатков верхних зон к разрозненным карманам в коре выветривания свидетельствуют о значительном смыве верхних горизонтов коры и о наложении нового процесса силицификации на выщелоченные серпентиниты. Весьма характерно, что охристая зона здесь образуется позднее, частично в результате последующей десилицификации силицифицированных серпентинитов.

Таким образом, после длительного континентального периода и размыва коры выветривания, кроме упомянутых основных стадий юрского возраста, имели место новые стадии в образовании профиля, развитые в тех частях Южного Урала, которые с юры оставались непокрытыми последующими отложениями. В то время как первые стадии выветривания на ультраосновных породах (см. стр. 80) появились еще до отложения хайбулинской свиты, последние, несомненно, являются послейюрскими.

Характеризуя покровную толщу Кемпирсайского массива (стр. 88), мы указывали, что вторичное окремнение (вторичное в отличие от раннего, доюрского) связано с эоценом, для которого мы имеем несомненные факты силицификации не только ультраосновных пород, но и песчаников (цементные кварциты), широко распространенных как в районе Кемпирсайского массива, так и в Орско-Халиловском. Это окремнение наложилось на уцелевшие от размыва выступы нижних, более плотных частей коры выветривания, т. е. на карбонитизированные породы. Кремнезем, необходимый для силицификационных процессов, является в данном случае не интерным, образовавшимся из самих пород, а экстерным, т. е. принятым извне. После эоцена на Южном Урале кора выветривания подвергалась лишь в слабой степени дальнейшим процессам выветривания, не наложившим серьезного отпечатка на ее профиль (см. ниже).

Интересны взгляды В. Н. Разумовой (1941 г.) на историю формирования профиля выветривания, которую она представляет себе в следующем виде.

В верхнем триасе в пределах Кимпирсайского массива образовались выщелоченные породы и магнезит; затем образование последнего в дальнейшей истории развития коры больше не повторилось. Силифицированные породы образовывались только — от верхней юры до меловой трансгрессии, причем предварительно им предшествовало образование доломита. В этот же период образовались халцедон, кварц и герниерит. В эоцене на поверхности размыва коры развивался бейделит, а на глубине доломит и арагонит. В дальнейшем образование кальцита, доломита и гипса имеет место, начиная от олигоцена до четвертичного периода. Сказанному противоречит ряд фактов: доломиты в виде отдельных прослоек встречаются уже среди Зирен-агачской свиты Орловского месторождения (Г. И. Тедорович, 1942); халцедон, карбонаты встречаются среди юрских руд Новокиевского и др. железорудных месторождений; никелевые силикаты были обнаружены среди аналогичных руд Ново-Аккермановского месторождения, т. е. до отложения хайбулинской свиты. Отметим, что среди карстовых заполнений этого месторождения нами обнаружены также монтморилонитовые глины.

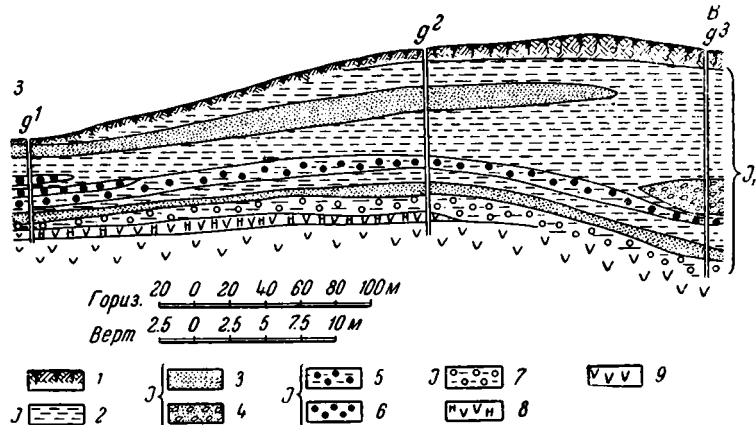
Нет никаких оснований рассматривать магнезиты как остаточные корни триасового выветривания, образование которых больше никогда не повторялось (судя по схеме В. Н. Разумовой). Ведь тот же сухой и жаркий климат повторился, по В. Н. Разумовой, в мелу (Cr_1 — Cr_2), и непонятно, отчего в одном случае он привел к образованию магнезита, а в другом — доломита и силифицированных пород. Ведь не случайна постоянная связь на всем Южном Урале нонтронитового профиля с магнезитом. Почему при одном процессе выщелачивания должен выноситься один магний, а при другом также и кальций, притом в таких количествах, что образование магнезита не имеет места, хотя магния в первичной породе в 30 и более раз больше, чем кальция, а иногда последний и вовсе отсутствует? Мы тоже считаем, что до нонтронитизации в верхнем триасе существовала стадия карбонатизации, образования выщелоченных пород и магнезита, но несомненно, что образование магнезита продолжалось и при процессах нонтронитизации, притом в еще больших размерах, так как при этом процессе вынос магния был более интенсивным, чем в случае одного процесса выщелачивания в условиях пустынного климата. Что касается доломитизации, то это процесс несомненно позднейший, наложенный на магнезит. Мы знаем образование доломита по магнезиту с сохранением колломорфной формы последнего; наружные корки магнезита нередко содержат больше CaO , чем внутреннее. Отношение $MgCO_3 : CaCO_3$ в магнезитах колеблется в широких пределах от 1 : 0 до 0 : 1, поэтому доломитизация является наложенным процессом, во всяком случае не связанным с освобождением CaO при нонтронитизации, а с привнесом ее извне, но этот процесс мог иметь место и в средней юре. В. Н. Разумова связывает силификацию с обязательной предварительной стадией доломитизации («начальная стадия силификации может быть с одинаковым правом названа процессом доломитизации»).

Каким образом силифицированные породы могли быть образованы в мелу, когда они в Халиловском районе залегают под юрскими глинами, песками хайбулинской свиты и железорудной толщей. Приводим для доказательства два разреза, взятые из работы М. И. Калганова (Кротов и др., 1942) (фиг. 27 и 28).

Б. П. Кротов (1942) также отмечает длительность и многократную повторяемость процессов силификации. Он выделяет главную, большую доюрскую (триасовую) силификацию и силификацию после отложения железорудной толщи в результате выветривания гидрогётит-лентохлори-

товой толщи, которое вносило в подстилающие карбонатизированные и силицифицированные серпентиниты новые массы кремнезема. Это выветривание происходило в первый раз местами в эпоху отложения хайбулинских осадков, во второй раз после отложения зиренагачской свиты до покрытия ее верхнемеловыми осадками, наконец в третий раз между верхним мелом и палеоценом. Особых различий с нашим мнением здесь нет, имеются лишь передвижки возрастных границ.

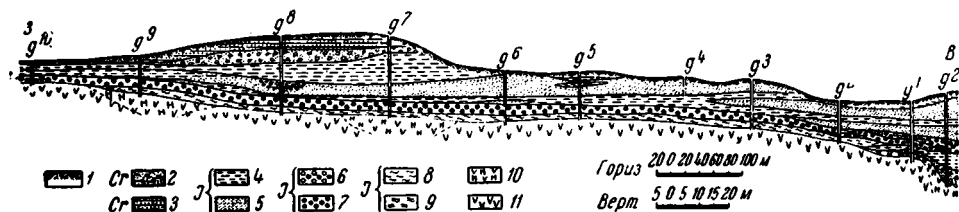
Локальным является также силицификация опоконидных и глауконитовых пород над корой выветривания. Их выветривание вызывает окремнение нижележащей коры. Повидимому, этим объясняется тонкая, в 5—



Фиг. 27. Разрез Н. Киевского месторождения по линии 6—7. Южная залежь

1 — почвенный слой; 2 — глина; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — глина бобовая; 6 — руда бобовая; 7 — конгломерат; 8 — серпентинит нонтронитизированный; 9 — серпентинит окварцованный и ожелезненный.

10 см, корка кремневидного силифицированного серпентина, наблюдаемого на протяжении нескольких километров под базальными галечниками



Фиг. 28. Разрез Н. Киевского месторождения по линии 5. Южная залежь

1 — почвенный слой; 2 — галечник; 3 — глина; 4 — глина; 5 — песок; 6 — конгломерат кварцево-железистый; 7 — руда бобовая; 8 — руда тонкослойная; 9 — руда грубослойная; 10 — серпентинит нонтронитизированный; 11 — серпентинит окварцованный и ожелезненный.

кампанской трансгрессии около пос. Сусановки по балке Джангиз-Агай (Кемпирсайский массив), а также окремнение коры выветривания в районе донских хромитовых карьеров.

Схема развития процессов выветривания на разных породах согласно нашему представлению дается в табл. 14. Эта схема является временной рабочей гипотезой и в дальнейшем подлежит уточнению и исправлению. Тремя крестиками обозначено максимальное развитие процесса, одним — минимальное. На разных породах в одних и тех же условиях

получаем разные продукты разложения. Это зависит от скорости выноса оснований: там, где они выносятся медленнее, щелочная среда удерживается дольше, где основания вымываются быстрее, кислая среда наступает скорее. С этой точки зрения граниты не дадут длительно существующих зон монтмориллонита, а слюдистые сланцы с более или менее крупными чешуйками трудно выветривающегося мусковита лишь медленно будут превращаться в каолинит, длительно задерживаясь на стадиях развития гидрослюд (иллитов). Постепенное увлажнение климата от верхнего триаса до верхней юры и понижение среднегодовой температуры, наряду со стадийным развитием профиля в связи с вымыванием оснований, ускоряло в этих породах создание кислых условий выветривания. Перед самым отложением хайбулинской свиты климат настолько увлажняется, что образуются латериты, а при отложении хайбулинской свиты развиваются болота и озера, приводящие к отложению железных руд и боксита. Гидроокислы железа при этом выносятся с более повышенных точек рельефа, где они вымываются, благодаря восстановительной кислой среде; вместе с гидроокислами железа выносятся и гидраты глинозема. В результате латеритный профиль деградирует, на нем развивается подзол тропиков.

Условия последующего осаждения гиббсита и его отделения от гидроокислов железа, кремнезема и каолинита были в Халиловском и Кемпирсайском районах, в частности поблизости от продуцирующих гиббсит пород (т. е. порфиров, габбро, диабазов и т. д.) крайне неблагоприятны; $Al(OH)_3$ соединялся с гидроокислами железа и кремнеземом, образуя среди илов водоемов лептохлориты, или выпадал в виде каолинита или в виде бокситовых глин, и лишь очень редко создавались условия, благоприятные для образования бокситовых залежей.

Постепенное поднятие района, в особенности в средней юре, приводит к усилению процессов денудации и отложению хайбулинской и, в особенности, зиренагачской свиты. Эти свиты в большинстве случаев сложены из кварца и серпичита; глин имеется относительно мало, и встречаются они только в нижней части хайбулинской свиты. Лишь вблизи массивов с корой выветривания на габбро или на эффузивах в отложениях хайбулинской свиты принимают участие пестрые и красноцветные глины.

К средней юре климат делается более влажным и менее жарким. В продолжение всей остальной части юры он становится все более умеренным, влажность усиливается, кора выветривания на ультраосновных породах не полностью сохраняется в этих условиях в том виде, в каком она сформировалась в нижнеюрский период. Несомненно усиливается ее обихивание, происходит дополнительное выщелачивание оснований, затем развиваются процессы деградации (вынос Al и Fe), на кислых породах продолжается образование каолинов.

Ультраосновные породы труднее поддаются выветриванию, чем остальные, поэтому с понижением температуры процессы выветривания в условиях более умеренного климата сказываются на них слабее.

То же можно сказать и относительно нижнего мела, так как под какими бы породами кора выветривания на ультраосновных породах ни находилась, она везде имеет одинаковый профиль. Уровень грунтовых вод за это время сильно колебался. Если в триасе и начале юры он был очень низок и зона насыщения находилась глубоко, то в течение нижней юры или позднее были периоды, когда эта зона доходила до верхней границы выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов.

После юры суша начинает постепенно опускаться, грунтовые воды подниматься все выше, и сформировавшаяся кора постепенно выходит из сферы действия агентов выветривания. Особенно тенденция к опуска-

Схема развития древней коры выветривания

	Серпентин	Габбро-диабазы	Граниты	
T_3	Выщелачивание + Карбонатизация ++ (магнетит)	Выщелачивание + Карбонатизация +	Карбонатизация + Дезинтеграция +++	
$T_6 - J_1$	Нонтронитизация +++ Карбонатизация (магнетит) +++ Силицификация (опал, халцедон) +++ Выщелачивание +++	Монтмориллонитизация +++ Карбонатизация + Выщелачивание ++ Хлоритизация (?) ++	Иллитизация + Монтмориллонитизация + Дезинтеграция +	
J_1	Нонтронитизация ++ (никелевые силикаты) ++ Галлуазитизация + Силицификация (опал, халцедон) + Карбонатизация + Выщелачивание + Обохранение +	Обохранение + Галлуазитизация ++ Монтмориллонитизация ++ Выщелачивание ++ Хлоритизация (?) +	Каолинитизация +++ Монтмориллонитизация (?) + Образование пеликанитовых гранитов Иллитизация +	
$J_1 - J_2$	Обохранение ++ Выщелачивание +++ Образование никелевых силикатов	Обохранение +++ Гиббситизация +++ Галлуазитизация ++ Выщелачивание +++	Обохранение + Каолинитизация +++ Гиббситизация ++	
J_2	Вынос окислов железа +++	Вынос окислов железа и алюминия (деградация) +++	Вынос окислов железа и алюминия + Каолинитизация ++ Иллитизация ++	
$J_3 - Cr_1$	То же, что в J_2	То же	То же	
Cr_1	?	?	Иллитизация + Каолинитизация +	

на разных породах на Южном Урале

Слюдистые сланцы	Известняки	Климат
Дезинтеграция +	Силицификация	Жаркий и сухой
Иллитизация + Дезинтеграция ++	Начало карстообразования (воронки)	Жаркий, полусухой с переменным увлажнением и длительными засушливыми периодами
Каолинитизация +++ Монтмориллонитизация (?) + Иллитизация +	Рост карста (карстовые воронки)	Жаркий и влажный с переменным увлажнением
Каолинитизация ++ Иллитизация ++	Продолжение роста карста (карстовые долины)	Жаркий, затем теплый, более влажный с переменным увлажнением
Каолинитизация + Иллитизация +++	Заполнение карста беликами	Умеренный и сильно влажный
То же	То же	Умеренный и влажный с дальнейшим понижением температуры
Иллитизация ++	Заполнение песчаным и глинистым материалом	Умеренный и влажный

	Серпентин	Габбро-диабазы	Граниты
Cr ₂ —Pg ₁	Затопление		
Pg ₂	Дополнительное окремнение + Частичная карбонатизация +	Дополнительное окремнение + Монтмориллонитизация +	Дезинтеграция +
Pg ₃	Галлуазитизация + Обохранение ++ Частичный вынос карбонатов + Выщелачивание ++	Галлуазитизация ++ Обохранение ++ Выщелачивание ++	Иллитизация +++ Каолинитизация ++
Pg ₃ —Ng ₁	Обохранение + Выщелачивание +	Обохранение + Выщелачивание +	Иллитизация +
Ng ₂	Образование Fe бобовника + Омарганцование + Внос гипса и карбонатов +	Образование Fe бобовника + Омарганцование + Внос гипса и карбонатов +	Иллитизация ++ Каолинитизация +

нию проявилась в течение конца нижнего и начала верхнего мела, когда море все более и более покрывало Южный Урал. Таким образом, наряду с уменьшением активного влияния самих агентов выветривания на сохранение коры влияло ее прогрессивное погружение под уровень грунтовых вод.

Юрские отложения, как и меловые, достигают наибольшей мощности в Таналык-Баймакской депрессии, расположенной к востоку от Халиловского массива. От этой депрессии в обе стороны, на запад и на восток, юрские отложения становятся менее мощными и сходят на-нет. Естественно сделать отсюда вывод, что лучше всего древняя кора сохранилась на склонах участков массивов, примыкающих к депрессии и ее заливам, и хуже всего — в отдалении от нее; это наблюдается и на самом деле. Части массива, примыкающие к Таналык-Баймакской депрессии, дольше сохраняли покровную юрскую толщу и позднее стали доступными размыву; на таких участках кора выветривания могла лучше сохраниться. Этот вывод распространяется на отдельные части Хабаровинского, Губерлинского и Халиловского массива. Те же благоприятные условия существовали для Кемпирсайского и, вероятно, Федоровского массива, остальные же массивы, расположенные к западу от них, находились не в таких благоприятных условиях и были длительное время доступны эрозионным процессам.

Поэтому мы считаем, что в юго-западной части Урала, в пределах области позднее приподнятого расчлененного плато выветривание в течение верхней юры или нижнего мела на оставшихся непокрытыми частях

Таблица 14 (продолжение)

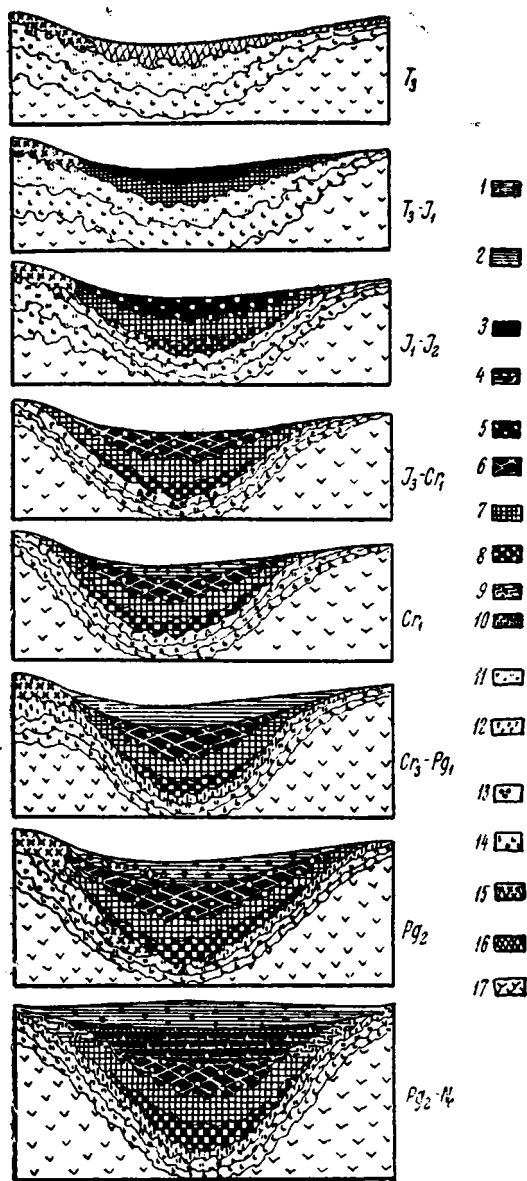
Слюдистые сланцы	Известняки	Климат
к о р ы		
Дезинтеграция	Рост карста Частичное заполнение делювием Цементация рыхлого материала	Теплый, сухой, к концу влажный
Иллитизация +++ Каолинитизация +	Затухающий рост карста	Более теплый и влажный
Иллитизация +	Усиленный рост карста и его заполнение	Влажный, умеренный
Иллитизация ++	Рост карста и его заполнение	Теплый, влажный, затем сухой

суши не было столь же широко распространено и глубоко развито и не шло в том же направлении, как в верхнетриасовое или нижнеюрское время.

Верхнемеловое море, целиком покрывающее Орский Урал и еще больше расширившееся в палеоцене, несомненно размывло некоторые участки коры, судя по тому, что в основании отложений верхнего мела во многих местах обнаружены конгломераты (см. стр. 85).

Перед наступлением палеоцена суша, покрытая меловыми осадками, подверглась еще раз размыву и выветриванию. При этом карбонаты меловых мергелей могли частично мигрировать в лежащую ниже кору. Точно так же мигрировал и кремнезем из спикул и диатомовых, слагающих опоки. Результатом этого было появление в коре выветривания новых генераций кальцита, арагонита и доломита, а кое-где кремневых корок на карбонатизированных породах.

Происходило ли интенсивное выветривание в меловой период до наступления верхнемеловой трансгрессии? Некоторые отвечают на этот вопрос утвердительно, так как в большинстве случаев, если не считать классического Халиловского района, осадки верхнего мела на Урале являются наиболее обычными, кроющими кору выветривания породами. Трудно представить себе, чтобы мощные толщи профиля выветривания на ультрабазах в 60—80 м и больше возникли при умеренном, хотя и достаточно влажном климате нижнего мела, причем профиль этого выветривания полностью повторял бы профиль коры периода нижнеюрского выветривания. На Южном Урале не обнаружены до сих пор меловые отложения,



Фиг. 29. Схема развития коры выветривания на Южном Урале.

1 — осадочные породы (преимущественно из продуктов выветривания); 2 — верхнемеловые отложения; 3 — охры; 4 — охры перетолоченные; 5 — охры омарганцованные; 6 — охры с бейделлитом; 7 — нонтрониты; 8 — нонтрониты с никелевыми силикатами; 9 — нонтронит перетолоченный; 10 — выщелоченные Sp.; 11 — выщелоченные Sp. карбонатизированные; 12 — выщелоченный Sp. доломитизированный; 13 — выщелоченный Sp. с арагонитом; 14 — выщелоченный Sp. с магнезитом; 15 — силицифицированные Sp. 16 — дезинтегрированные Sp.; 17 — свежие Sp.

Но одновременно, вместе с песками, могли прокремневать и вершины отдельных выступавших над размытой поверхностью бугров, состоявших из более прочных пород, трудно поддававшихся эрозии; в области

окрашенные в яркие красные и бурые цвета. Это одно говорит против возможности существования выветривания типа тропиков и субтропиков в мелу. Поэтому можно предположить, что континентальный меловой период не давал мощной коры типа юрской, особенно на ультрабазитах. Но теоретически нельзя отрицать, что и в этот период выветривание могло иметь место и что продукты выветривания могли образовать элювиальный горизонт. Судить о типе выветривания мы не можем, пока минералогически не изучены меловые континентальные отложения, которые подверглись бы выветриванию. Теоретически можно предположить образование на кислых породах профиля небольшой мощности из гидрослюд с незначительным относительно содержанием каолинита.

Вторично, в палеоцене море, хотя и кратковременно, покрывало еще большие площади на Урале.

К эоцену после отступления моря отдельные обнажившиеся приподнятые участки коры оказались размытыми и доступными новому воздействию атмосферных агентов. Эоценовые кварциты говорят о развитии на Южном Урале типичной песчаной пустыни. К этому времени относится прокремнение караванобразных и линзообразных участков эоценовых песков в песчаники с опаловым и халцедоновым цементом, сопровождавшееся разведанием отдельных зерен кварца, что, несомненно, было связано действием щелочных вод, заключенных местами среди эоценовых песков в виде линз.

коры выветривания последние были представлены карбонатизированными серпентинитами.

Грунтовые воды в эоцене снова стали местами проникать в кору выветривания, опускаясь по трещинам и склонам до границы нонтронитизированных и более плотных карбонатизированных серпентинитов; это вызвало, возможно, появление так называемых нижних силицифицированных серпентинитов.

Третичные отложения мы встречаем на северо-восточных серпентинитовых массивах, для которых нами отмечен был интенсивный размыв коры. К. В. Никифорова (1940) указывает, что в конце олигоцена климат стал более влажным и теплым, что привело к ожелезнению аквитанских песчаников и конгломератов.

Крупный размыв отложений мог быть связан только со значительным поднятием Урала, происшедшим в миоцене, а затем в плиоцене. Поэтому раскрытие картины поднятия отдельных частей массива на Южном Урале и история эрозионного цикла в миоцене, постплиоцене и приобретает огромное значение для окончательного решения вопроса о возможности нахождения тех или других участков никелевого или иного оруденения среди коры выветривания. Этот размыв был интенсивнее на северо-востоке, чем на юго-западе, судя по тому, что на юго-западных массивах мы находим остатки и юрских, и меловых, и третичных отложений. Двукратный, а местами и трехкратный размыв — до эоцена, в миоцене и в плиоцене, — несомненно неблагоприятно отразился на сохранности коры северо-восточных массивов. Но не на всех участках размыв был одинаково интенсивен. Признаком более слабого постплиоценового размыва может служить сохранение верхнетретичных плиоценовых отложений в виде красных глин с бобовинами и глин с гипсом и т. п. Такие остатки мы находим на Айдырлинском, Берсуадском и Гогинском массивах, в меньшем количестве на Кемпирсайском и Шевченковском.

В связи с поднятием Урала в миоцене, происходит новое понижение базиса эрозии, омоложение и рост карста. Климат в середине и в конце миоцена на Южном Урале, повидимому, стал более влажным и умеренным. А. Л. Яншин (1936) полагает, что «климат в течение миоцена постепенно изменяется в сторону похолодания и большей континентальности». По К. В. Никифоровой (1940) для климата Южного Урала в эту эпоху характерно исчезновение субтропических элементов флоры и замена их влаголюбивыми, т. е. «климат меняется в сторону умеренности».

Н. В. Никифорова считает, что выветривание продолжалось и в первой половине миоцена.

Основную массу миоценовых отложений составляет кварц; в тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы: циркон, турмалин, иногда дистен и ставролит; минералы группы эпидота, амфибола, полевых шпатов и слюд совершенно отсутствуют.

Среди плиоценовых отложений в тяжелой фракции участвуют водные окислы железа и встречается большое количество черных рудных и непрозрачных минералов, в легкой же фракции преобладают глинистые минералы и в меньшем количестве присутствует кварц (цитировано К. В. Никифоровой по данным Б. И. Вахромеевой).

Среди верхнетретичных плиоценовых глин на Южном Урале присутствие гипса и переходы серых цветов глин в красные — обычны. Беспочвенным является спор о том, может ли присутствие этих глин рассматриваться как положительный фактор при поисках никелевых руд. Роль гипсоносных глин ограничивается тем, что они предохраняют нижележащую кору, в частности и никеленосную, от размыва, независимо от того, богата она никелем или нет.

Глинистая красноцветная толща, а также гипсоносные глины, указывают на относительно сухой и теплый климат в это время.

К. В. Никифорова (1941) отмечает, что серые озерные глины плиоцена, благодаря выветриванию принимают вторичную красную окраску; она указывает также на своеобразный минералогический состав плиоценовых толщ, в которых почти не встречаются малоустойчивые минералы, как-то: плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, минералы группы эпидота и амфибола.

Кратковременность плиоценовой эпохи, однако, не давала возможности образоваться коре значительной мощности глинистого характера; преимущественно в это время преобладало ожелезнение.

Наконец, некоторые геологи отмечают кору выветривания в начале квартера.

Отрицательным обстоятельством для убедительного расчленения кор по их возрасту является отсутствие химико-минералогического изучения профиля выветривания на осадочных породах. Это затрудняет параллелизацию разновозрастных кор друг с другом. Поэтому все указания, наши и других исследователей, базируются преимущественно на коре выветривания палеозоя; на породах же более молодого возраста кора выветривания описана всего в одном — двух случаях. В этом отношении интересна работа М. Формозовой (1947), проанализировавшей глаукониты ряда меловых и третичных горизонтов Актюбинской области и пришедшей к выводу об их абсолютной свежести (полном отсутствии выноса щелочей); это не имело бы места в случае образования мощных кор в меловом или третичном периоде, если бы даже часть глауконитовых песков отдельных горизонтов была бы смыта. Это исследование подтверждает наш вывод об отсутствии интенсивного разложения пород в послелюрское время. Послелюрская кора принимает все более ослабленный и локальный характер.

Глава XI

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Еще совсем недавно полагали, что на Среднем Урале кора выветривания почти отсутствует, что если она и была, то давно уже смыта. В самое последнее время установлено, что распространение коры выветривания здесь не меньше, чем на Южном Урале, по крайней мере до Серовска и еще севернее до р. Ивделя и Лангура.

ПЕРЕХОДНАЯ ПОЛОСА ОТ ЮЖНОУРАЛЬСКОГО ТИПА К СРЕДНЕУРАЛЬСКОМУ ТИПУ КОРЫ

Уже на широте Магнитогорска в профиле коры выветривания на серпентинитах вместо нонтронитов Южного Урала появляются новые минералы, среди которых особенное развитие получают галлуазиты и ферригаллуазиты.

На Татищевском массиве в районе хромитовых карьеров наблюдается типичная кора площадного типа, выраженная карбонатизированным слабо нонтронитизированным серпентинитом с отдельными яркозелеными пятнами и извилистыми прожилками нонтронита, местами с оставшейся

от размыва тонкой, до 30 см, зоной нонтронита, с размытой поверхностью, покрытой переотложенной ферригаллуазитовой обохренной толщей небольшой мощности. Слабо нонтронитизированная зона обычно омарганцована, вдоль трещин отмечается обохривание. Мы имеем здесь несколько процессов: 1) древний, выраженный в карбонатизации и нонтронитизации серпентинита (встречаются даже редкие опалы), затем следует 2) размыв нонтронитизированной зоны, 3) новая нонтронитизация по трещинам и пустотам, 4) размыв, 5) образование ферригаллуазитов, 6) обохривание их, 7) новый размыв и, наконец, 8) отложение делювия из последних пород на размытой коре. В других карьерах наблюдается развитие разложившихся обохренных талькокарбонатных пород, столь характерных для Среднего Урала. В ряде карьеров верхние зоны коры на серпентините размыты до нижних горизонтов карбонатизированных или выщелоченных серпентинитов. Изредка встречается магнезит. У Нагорного совхоза на контакте известняков с серпентинитами нами обнаружены никелевые силикаты.

На ближайшем Успенском массиве кора выветривания на серпентинитах полностью размыта; она осталась только на выходах габбро вдоль берега р. Тугузак: в 0.5 км от д. Успенской обнажается кора выветривания на конгломератах, которые обохриваются, ожелезняются или рассыпаются. Чем дальше к северу, тем реже встречается чистый нонтронитовый тип и тем чаще появляется среднеуральский.

Массивы Казбаевский и Травниковский нами лично не изучались, но имеющиеся данные заставляют предполагать развитие коры выветривания на первом из них, притом коры, носящей переходный характер к среднеуральскому типу.

КАРАБАШКО-КЫШТЫМСКАЯ ПОЛОСА

Севернее отмечается на контакте мраморов и серпентинитов Карабашско-Кыштымская группа никелевых месторождений: Белозерское, Светлозерское, Агардяшское, Кыштымское и несколько месторождений никельсодержащих железных руд.

Для этой полосы характерно присутствие в талько-карбонатных породах и в частях серпентинитов, контактирующих с интрузивными породами тонкорассеянных сульфидов.

Корни коры выветривания серпентинитов в виде линз и гнезд магнезита известны в Миасском районе, в районе Калчанского, Наралинского, Калаканского, в 85 км южнее Миасса.

В пределах Миасской низменности, начиная от Чебаркуля и простираясь к северу, тянутся на несколько десятков километров полосы каолинизированных и серицитизированных пород — сланцев от углестокремнистых до слюдистокварцевых и хлоритовых с включенными в них измененными в разной степени эффузивными и интрузивными породами, во многих участках пронизанными золотоносными кварцевыми жилами и прожилками. Разложение пород достигает местами 75—80 м. Кварц в породах до глубины 20—40 м превращен в маршаллит. Зона цементации неясна и кое-где выражена «сыпучкой» сульфидов. На имеющихся небольших массивах ультрабазитов кора смыта почти полностью, но кое-где встречаются прожилки халцедона и нонтронитизированные серпентиниты. Галечники 3-й террасы к северу от Прииска имени 18 партсъезда сцементированы карбонатным цементом и сами они растреснуты и изъедены. В последнем случае мы имеем признаки не большого локального четвертичного выветривания.

Месторождения никеля Карабашско-Кыштымской группы представляют собой уже настоящий уфалейский контакто-карстовый тип коры выветривания.

Севернее Кыштыма известна Маукская группа никелевых месторождений, пока еще мало изученных. Месторождение у ст. Маук (9 км) представляет собой узкую полосу серпентинитов на контакте с амфиболитами, с хорошо развитыми минералами типа ферригаллуазитов и никелевых силикатов.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ВЕРХНЕ-УФАЛЕЙСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Еще севернее появляются классические месторождения никеля Южно-Уфалейской и Северо-Уфалейской группы, представленные или типичными корами выветривания или контакто-карстовыми образованиями. Первые развиты на Кротовском месторождении в виде охр по серпентиниту и дезинтегрированных серпентинитов с редкими остаткам нонтронита, развитыми вдоль трещин, а также разложенных амфиболитов. Только на двух небольших участках имеются включения мраморных блоков, сильно силицифицированных и местами керолитизированных.

На Северо-Кротовском месторождении нонтронитизированные серпентиниты выражены интенсивнее, их обохрение слабее; в связи с ксеролитами известняка отмечается интенсивное окремнение, появление керолита и сепиолита и их никелевых разностей одновременно с никелевыми силикатами. Характерны и последующие процессы распада силицифицированного известняка в тонкий песок, типа маршаллита.

В большем масштабе процессы силификации, так же как и десилификации, наблюдаются на Черемшанском месторождении. Силифицируются не только известняки, но и серпентиниты. Северо-западный борт Ново-Черемшанского карьера сложен подобными силицифицированными, сильно обохренными серпентинитами. Н. Черемшанское месторождение представляет пример, когда наряду с корой выветривания на серпентинитах имеются продукты разложения углисто-кремнистых, талько-хлоритовых сланцев и талько-карбонатных пород. Здесь же развит карст, большая часть которого принадлежит к открытому типу. Отдельные части карста разновозрастны: восточные моложе западных. Карст заполнен меловыми и третичными отложениями (фиг. 30). Более разложенные части пород и глубже развитые части карстов связаны системой тектонических линий. Последние констатированы не только на Ново-Черемшанском месторождении, но и на Кротовском, а также среди обоих Чусовских гнезд, где кора выветривания связана с блочной (в результате тектонических подвижек) структурой серпентинитов и где также встречены были отдельные сброшенные блоки мраморов. Для карстовых заполнений характерен кластический и пелитовый материал. Первый состоит из: 1) кварцевых зерен, образовавшихся как в результате заполнения приносным материалом, так и в результате распада в песок и псамит силицифицированных пород, 2) реликтов неразложенных частей пород, в том числе кварца, талька, хлорита, глыб и обломков силицифицированных пород и бурого железняка. В состав пелитового материала входят гидроокислы железа (охры), галлуазиты, ферригаллуазиты и их никелевые разности, а также и никелевые силикаты: непуит и гарниерит. Среди коры выветривания на серпентинитах также имеются галлуазиты, в особенности среди разностей, содержащих амфибол и пироксены.

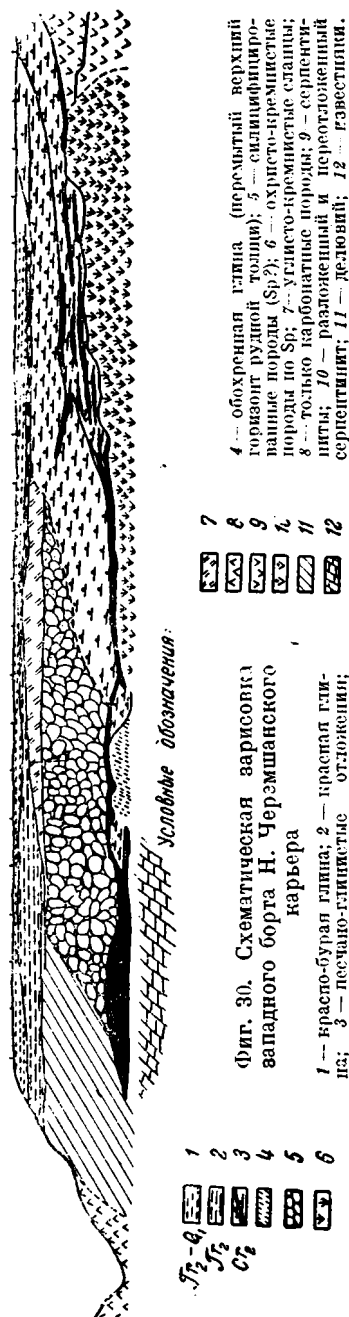
Заполняющие карст карстовые алевроиты, пелиты, псамиты и кроющие последние толщи можно разделить на три свиты: нижнюю — красно-бурую продуктивную или рудную, среднюю — белую песчано-глинистую

и верхнюю — красно-бурую. Фаунистически ни одна из этих свит не охарактеризована.

В состав материала, слагающего песчано-глинистые отложения, входят пелитовые и псаммитовые продукты разложения углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, а местами и обломки силицифицированных пород, что доказывает существование древней коры выветривания в рассматриваемых районах до отложения этих осадков.

На основании растительных остатков А. Н. Криштофович отнес эту свиту к верхнему мелу: альб-сеноману. За последнее время появились данные о ее палеогеновом возрасте. Нами обнаружены в них округленные зернышки янтаря. Но в Глубокой Черемшанке несомненно сохранился и верхний мел. Эта толща лежит местами на размытой поверхности более древних рудоносных отложений продуктивной толщи, в верхних горизонтах которой находятся окатанные гальки плотных силицифицированных пород и конкреции железных руд. Иногда песчаноглинистые отложения налегают на выступы мраморов, чаще на перекрывающем их элювии разложенных серпентинитов и тальково-карбонатных пород. Таким образом, древняя кора выветривания должна была образоваться до отложения нижних горизонтов песчаноглинистой толщи, а если лежащую под мелом железисто-кварцевую толщу приравнять к беликам, как это делает в объяснительной записке к рукописной геологической карте района Красулин (1935), приписывающий им верхнеюрский (нижнемеловой) возраст, то кора выветривания должна быть доюрского или юрского возраста. Песчано-глинистые отложения многократно перемывались; следы перемыва выражаются в появлении в верхних горизонтах желтых пластичных глин, иногда чередующихся с серыми, иногда крошащих их, также в нахождении среди них глинистых галек.

Согласно сообщению Н. М. Покровской, в кернах темных глин этих отложений ею определена типичная эоценовая флора. Поэтому возможно, что часть толщи, обычно относимой к верхнему мелу, является более молодой. Песчано-глинистая свита кроется с явным несогласием толщей красных и красно-бурых глин с железисто-марганцовистыми бобовинами и грубообломочным в основании материалом, которую Е. Н. Щукина относит к красной цветной плиоценовой толще. Последняя также размыта и перекрыта толщей бурых четвертичных глин, с грубообломочным плохо окатанным материалом в основании.



Почти полное отсутствие в глиноземных глинах Верхне-Уфалейского района малоустойчивых при выветривании минералов и постоянное их присутствие в бурой глине наблюдается и в других районах (отчет Е. Н. Щукиной, 1940 г., по данным В. А. Вахромеевой). Таким образом, это различие носит постоянный характер и указывает на то, что или время отложения красных и краснобурых глин не благоприятствовало сохранению малоустойчивых при выветривании минералов или что во всех случаях материалом для этих отложений послужила более ранняя кора. Мы имеем, следовательно, дело с существовавшей в то время или несколько ранее корой выветривания, в которой полевые шпаты, слюды, роговые обманки и эпидот разлагались. Для этого был необходим влажный и теплый климат.

На Среднем Урале частой своеобразной формой процессов выветривания на известняках является их карстование. Ему предшествовали весьма ранние процессы окремнения известняков. Окремнение, несомненно, происходило до образования беликов, которые частично состоят из окремнелых известняков, иногда с хорошо сохранившейся фауной. Мы приурочиваем начало окремнения к сухому пустынному климату в верхнетриасовое или даже более раннее время, но установившемся во всяком случае после окончания герцинского орогенеза, судя по тому, что зоны окремнения обычно связаны с тектонически нарушенными участками мраморов. Окремнение происходило не в один прием, а повторно, вплоть до сравнительно весьма молодого окремнения, которое пронизывает всю рыхлую продуктивную рудную толщу, заполняющую карст, в виде жилок кварца и халцедона небольшой мощности (от 1 мм до 2—3 см); оно — доолигоценное, так как среди меловых или позднейших третичных отложений подобных прожилок нет. Иногда наблюдаются сцементированные кремнеземом брекчии силифицированных пород, содержащих в ячейках галлуазиты и никелевые силикаты. Отсюда ясно, что одна из стадий процесса окремнения следовала после образования основной коры выветривания и отложения в ячейках силифицированных пород галлуазита и никелевых силикатов.

Карстование распространилось на уже силифицированные породы. Из мезозойских карстов самым древним, вероятно, является юрский; затем рост карста происходит с перерывами, в зависимости от положения базиса дренирования, замирая, когда уровень моря поднимался высоко, и снова оживляясь при регрессии моря. Карстование продолжается и поныне, так как имеются наглядные случаи оседания в карстах и верхнечетвертичных и современных отложений.

Южная группа Верхне-Уфалейских месторождений никеля в значительной степени дополняет приведенные данные, относящиеся к Северной группе. В процессе образования коры выветривания здесь, как и в других местах, существенное значение имела геологическая обстановка (наличие серпентинитов и мраморов), а также тектоническая и механическая подготовка пород (наличие сбросов, трещин отдельностей, зон смятия, тектонических брекчий полосчатости). Особенно широко развиты процессы обожиривания и окремнения, больше всего сказавшихся на серпентинитах и жильных породах и меньше на туфо-сланцевой толще.

Охристо-кремнистая зона образует на Кресто-Тюленевском месторождении крутопадающую, клинообразную зону до 40—50 м мощности в средней ее части. Она начинается в виде тонкого проводника на южном борту Крестовского карьера, постепенно расширяется к Тюленевскому карьере и там снова выклинивается, превращаясь в тонкий проводник. Жильные породы (микродиорит, плагиопорфирит, уралитовый порфирит, метаморфизованный порфирит) при выветривании дают каолинит (за счет полевых шпатов среднего состава), галлуазит (за счет глиноземсодержащего акти-

полита), нонтронит (по роговой обманке и актинолиту), ферригаллуазит, гидроокислы железа. Отмечается обогащение продуктов выветривания хлоритом; гидратируясь и поглощая никель, он образует никелевые хлориты. В сланцах в первую очередь окисляются сульфиды; плагиоклазы дают галлуазиты; серицит, эпидот, цоизит, являются довольно устойчивыми; титанит переходит в лейкоксен. Полосчатые и трещиноватые мраморы карстуются в большей степени, чем монолитные. Карст выражен воронками, щелями, трубами, соединяющимися между собой и имеющими наклон на восток и северо-восток, согласно направлению контакта и полосчатости мраморов. Состав заполняющих карст материалов находится в зависимости от пород, слагающих ближайшие участки карста, причем наряду с продуктами разложения, т. е. корой выветривания, находится и обломочный материал этих же пород — тектонические брекчии. Наряду с открытым карстом развит и подземный (А. Л. Кац).

Шелеинское месторождение никеля, согласно описанию И. И. Савельева, имеет много общих черт с Крестовско-Тюленевским. Здесь также ультраосновные породы раздроблены, брекчированы и имеют пологое залегание, несогласное с залеганием сланцев и мраморов, типа пологого надвига. Поверхность надвига весьма неровная, мощность надвинутых серпентинитов от 20—30 м до 60 м в отдельных местах. На контакте сланцев с ультраосновными породами наблюдается зона перетирания, состоящая из перемешанного материала сланцев и ультраосновных пород. Часть мраморов также надвинута на сланцы. Отмечается переслаивание мраморов с тальковыми сланцами, содержащими иногда большое количество пирита. Наибольшая мощность продуктов выветривания приходится на участки с сильно развитыми тектоническими нарушениями и карстами. В зонах сильного раздробления серпентинитов образуются охристо-кремнистые и охристо-тальковые породы, мощностью свыше 50 м. Первые, чрезвычайно распространенные на месторождении в виде линз, переходящих в выщелоченные и мало измененные брекчированные серпентиниты, состоят из кварца, халцедона, опала (мало), талька, рудных минералов и бурых окислов железа. При разложении талько-карбонатных пород брейнерит разлагается в бурые окислы железа, тальк остается в виде листочков, иногда с размытыми краями. В выщелоченных серпентинитах наблюдается слабая нонтронитизация. В выветрелых сланцах, кроме реликтовых минералов, наблюдаются: каолинит, галлуазит, гидроокислы железа, никелевые хлориты. Рудная толща кроется красными, темно-красными и красно-бурыми глинами.

Для этого месторождения характерно присутствие никеля не только в виде гарниерита, непуита, ревдинскита, но также и в виде никелевых хлоритов и никелистых тальков. Карст здесь развит слабее и месторождение западной части носит больше характер контакто-карстовый, чем карстовый, преобладающий в восточной части месторождения.

Все месторождения Уфалейской группы расположены в полосе зелено-каменных пород (основных эффузивов с их туфами, связанных с ними в результате их метаморфизма сланцев и подчиненных им мраморов), занимающих в рельефе пониженную часть, вытянутую с северо-запада на юго-восток и соответствующую Причусовским понижениям с абсолютными отметками от 350 до 450 м, в среднем 390 м.

Максимальные абсолютные отметки коры выветривания на никелевых месторождениях составляют от 380 до 450 м.

Высоты, окружающие пониженные части рельефа с отметками 470—563 и 601—622 м, лишены коры выветривания.

Реки Генералка и Б. Шелея имеют абсолютные отметки у своих устьев 360 м. Самые глубокие точки карста для Шелеинского месторождения

на 80 м, для Тюленевского месторождения не менее чем на 30 м ниже этого уровня, а для Крестовского месторождения и Нового гнезда — не менее чем на 100 м. На Ново-Черемшанском месторождении в Глубокой Черемшанке наиболее низкие отметки составляют 160 м, т. е. уровень карста на 200 м ниже поверхности Чусовских озер.

Как показывают эти данные, уровни истечения в карстах лежат ниже современного базиса эрозии. Последние послемiocеновые поднятия не достигли такого размаха, чтобы дойти до высот, при которых базис истечения был бы выше современного базиса эрозии. Поэтому пустоты всех глубоких карстов в большей своей части заполнены «вековой» водой. Во многих случаях уровень грунтовых вод в коре выветривания находится и поныне на отметках, значительно более высоких, чем отметки корней выветривания.

ОЛЬХОВСКО-МАКАРОВСКАЯ ПОЛОСА И ПОЛОСА ПРИЧУСОВСКИХ ПОНИЖЕНИЙ

Северо-восточнее северной группы Верхне-Уфалейских месторождений находится параллельная ей Ольховско-Макаровская полоса никельсодержащих железорудных месторождений, часть которых представляет собой кору выветривания. Севернее тянется полоса никелевых (Долгановское, Парушинское) и никелево-железорудных месторождений; они расположены вдоль причусовских понижений. От с. Полдневское уходит восточная полоса, которая через Мраморскую протягивается до Елизаветинского железо-никелевого месторождения.

ПОЛОСА ПОЛЕВСКОГО-СЕВЕРСКОГО И РЕВДИНСКОГО ЗАВОДОВ

Сюда относятся месторождения Кособродское, Денисовское, Баштанское, Каменногорское и др. Аналогичная Восточной полосе Западная полоса тянется отсюда через месторождения Больше-Уваровское, Пановское к Ново-Ивановскому у Полевского завода, затем через Северское месторождение, Осиновское, Смородинское, Кислянское, Ельчевское к Петровским никелевым месторождениям возле Ревды и далее к группам Первоуральских месторождений, Верхне-Нейвинских, Невьянских и Тагильских. Между восточной и западной группами, начиная от Северского завода, находится еще несколько (4—5) полос серпентинитов с аналогичными месторождениями. Все эти месторождения относятся к линейному типу. Они то представляют контакты известняков с серпентинитами, талько-карбонатными породами, туфогенной сланцевой толщей, то вытянутые серпентинитовые полосы с корой выветривания на них. Ново-Ивановское месторождение вытянуто в длину более чем на 2 км; западный его борт представляет тектонический контакт узкой полосы серпентинитов со сланцами, восточный — с известняками и с сланцами. Вдоль западного борта развиты охры по серпентиниту и плотные железные руды, причем глубина оруденения местами превышает 60 м. Восточный борт закарстован и содержит никелевые руды. Примерное представление о минералогическом составе охр по серпентиниту можно получить из следующих данных.

Гётит и гидрогётит — 51.4%, галлуазит и ферригаллуазит — 33.65%, хромит — 6.51%, кварц — 0.66%, гарниерит — 1.89%.

Руды в верхних горизонтах сильно омарганцованы, местами содержат повышенное количество кобальта. Омарганцование, весьма неравномер-

ное, крайне характерно как для этого месторождения, так и для некоторых других, расположенных выше Северского завода, например для Осиновского. Оно является результатом инфильтрации марганцовых окислов, возможно даже в четвертичное время. Нонтронитизированные серпентиниты встречаются здесь в небольшом количестве. Мы имеем на примере Ново-Ивановского месторождения прекрасно выраженный случай выветривания гидрогётит-галлуазитового типа, наложенного, вероятно, на нонтронитовый. В нижних горизонтах развиты дезинтегрированные породы. Характерно отсутствие карбонатов. Ферригаллуазиты образовались здесь и в контакте с известняками в виде индивидуализированных минералов. Нижняя граница карста и корни коры выветривания находятся более чем на 30 м ниже уровня воды в Полевском пруде.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЕЛИЗАВЕТИНСКОЙ ГРУППЫ И ВЕРХНЕ-НЕЙВИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Следующий очень интересный тип коры выветривания вне контакта с известняками представлен месторождениями Елизаветинским, Ухтузским и др. Здесь мы имеем порошковатую охру мощностью до 20 и больше метров и плотную окремненную ожелезненную руду на дуните, частично серпентинизированном, при почти полном отсутствии нонтронитизированных пород; нижние горизонты представлены зоной выщелоченных или карбонатизированных разностей серпентинита весьма малой мощности. Характерно присутствие горизонта магнезита небольшой мощности (до 10—20 см), что напоминает южно-уральский нонтронитовый тип коры выветривания. Крайне редко встречается керолит, еще реже палыгорскит. Охра по серпентиниту очень пориста, ее объемный вес равен 0.8—1. Наиболее чистые разности содержат до 85.7% гётит-гидрогётита, 2.32% галлуазита, остальное — магнетит, хромит, кварц и т. д.

Интересно сопоставить с этим случаем данные по Верхне-Нейвинскому железу-никелевому месторождению (Калиничевская яма). Здесь окремнение связано с карбонатизированными и выщелоченными разностями серпентинита (см. часть 1-ю нашей монографии). Десилицификация силифицированных пород приводит к образованию гидрогематитовых разностей руды; бурые разности образуются самостоятельно. Минералогический состав обоих типов руды виден из следующих данных (Лаборатория Уральского геологического управления):

	Руда желто-бурая, %	Руда красно-бурая, %
Гётит	49.80	19.02
Гидрогётит	23.96	20.49
Хромит	10.81	2.87
Галлуазит	7.71	4.88
Кварц	0.72	43.50
Гарни рит	3.59	3.59
Керолит	—	4.37
Марганцовые минералы	1.46	3.26

Месторождение лежит на высоте 470—475 м над уровнем моря. Мощность коры выветривания превышает 30 м. В 4.5—5 км к северо-востоку (г. Перевальная) на столовой возвышенности находится сильно размтая кора выветривания небольшой мощности, представленная слабо обохренными серпентинитами. Здесь же имеется несколько старых глубоких (до 40 м) железорудных разработок. Абсолютные отметки — 570—600 м. Это, вероятно, одна из наиболее высоких на Урале

точек, где обнаружена кора выветривания. В Верхне-Нейвинском районе имеется, таким образом, кора выветривания на трех разных горизонтах, а именно: на абсолютных отметках около 240 м (глины со сланцами у Нейво-Рудянки), 440 м на Калиничевской яме и 570—600 м на Перевале. В данном случае имело место неравномерное поднятие отдельных частей массива уже после образования коры выветривания. Так как остатки коры сохранились на такой большой высоте, как 570—600 м, следует полагать, что эти поднятия были очень поздними, уже в четвертичном периоде. Следует упомянуть Ульяновский железо-никелевый рудник резко линейного типа. В районе Нейво-Рудянки — Невьянск расположен ряд старинных железных рудников (гора Барсуки, Мурзинка, Ревдинская яма, Тарасовский рудник); севернее эта полоса тянется с перерывами вдоль железной дороги до Невьянска (гора Паленая, Ломовский, Столбинский, Староборский железные рудники и др.).

ТАГИЛЬСКАЯ ПОЛОСА

Еще севернее по направлению к Нижнему Тагилу находится Пичуринский железный рудник, а дальше — Анатольский никелевый рудник (абсолютная отметка около 360—375 м). Это месторождение представляет кору выветривания на апоперидотитовых серпентинитах с проследженной мощностью зоны разложения в 60 м. Месторождение, явно линейного типа, напоминает Ново-Аккермановское, оно находится в полосе сильного тектонического смятия. Последовательность зон от оси трещин к краям — следующая: охра (мощная зона с глыбами силифицированных пород), → обохренные нонтрониты → сыпучие нонтронитизированные серпентиниты (малой мощности) → дезинтегрированные серпентиниты (весьма небольшой мощности) плотные нонтронитизированные → свежие серпентиниты. Обилие прожилков халцедона и кварца, магневых силикатов, никелевых силикатов, галлуазитов и ферригаллуазитов и богатое содержание никеля в охрах сближает их с рудами Ново-Аккермановского месторождения.

В сорока километрах севернее разведочными скважинами на горе Высокой прослежена частично размытая кора на каолинизированных сиенитах, туфобрекчиях и пр. мощностью более 200 м. Нонтронитизированные серпентиниты известны в платиноносных районах Качканарского массива (Вересовый и Светлый бор) и Нижнего Тагила (прииск Красный Урал). Здесь на горах Шурпиха и Соловьевой кора выветривания смыта. Имеется лишь небольшая зона молодого возраста (вероятно, четвертичного) обохренных (в 15—25 м мощности) и дезинтегрированных дунитов («шахта»); у подножья сопок и в аллювии встречаются черепки халцедоновых прожилков в 1—5 см мощности. В районе р. Чаужа и, частично, р. Рублевика встречаются конгломераты свежих и нонтронитизированных дунитов и пироксенитов с магнезиальным цементом (керолитовым); на них с разрывом налегают серые конгломераты с кварцем и с глинистым цементом. Первые конгломераты имеют очень тонкую корку выветривания из магнезиального силиката типа налета, обволакивающего отдельные гальки, обломки и стенки трещин. Доломит сечет все минералы этого конгломерата, замещает первичный керолитовый цемент и выделения последнего. Тот же керолит встречается по бокам серпофитовых прожилков, где его также секут прожилки позднейшего доломита. Таким образом, здесь устанавливается не менее двух цементов и наличие нонтронитов, нонтронитизированных и гидрогематизированных минералов еще до отложения серых конгломератов с кварцем. Мы имеем, таким

образом, не менее двух, а вероятное всего три древние фазы выветривания. Кроме того, в некоторых местах (Шурпиха) встречаются куски дунита с ясной шаровой отдельностью, состоящие из ядра свежей породы и покрывающей ее наружной серо-зеленой нонтронитизированной корки и внутренней бурой, слабо нонтронитизированной, с сетью прожилков карбонатов; там же наблюдается позднейший карбонат (арагонит), залегающий как вдоль шаровой отдельности дунита, так и вкрест ее, проходя в виде прожилков через все зоны дунитов. Это выветривание — уже молодое, несколько имитирующее древнее. Если древнее выветривание отнести к триасу — юре — нижнему мелу, то молодое выветривание придется связать с миоценом, а обохривание и кальцитизацию — с плиоценом и голоценом.

ВЕРХНЕ-ИСОВСКАЯ ГРУППА

В пределах Верхне-Исовских ультраосновных массивов (Косынский прииск) обычная зональность коры выветривания (охра — нонтрониты — опал — хальцедон — никелевые силикаты — карбонаты) отсутствует, но в логах имеется нонтронитизированная кора. В основании ее встречаются (в зонах дробления и внедрения посторонних пород) хальцедоновые жилы, включающие выветрелые хлориты, сепиолиты и керолит, а также реликты нонтронитизированных пород. В этих местах нонтрониты обычно имеют высокий выход классов крупных по размеру зерен и содержат значительное количество окиси магния. Имеются карбонаты, явно позднейшие по возрасту. Произведенная съемка (Н. М. Смирнова) коры и парагенезис минералов позволяет прийти к выводу о наличии древнего выветривания и об относительно позднем размыве коры, после которого корни коры и частично нонтронитизированные породы сохранились только в тектонических зонах, представленных теперь логами, здесь они подверглись слабому молодому дополнительному выветриванию: весьма слабому обохриванию, дезинтеграции и слабой нонтронитизации уже ранее нонтронитизированных пород и местами их карбонатизации. Если основное выветривание и здесь верхнетриасс-юрское-нижнемеловое, то наиболее интенсивный размыв имел, вероятно, место в плиоцене или постплиоцене, а молодые весьма слабые процессы выветривания — в четвертичное время, вплоть до межледниковых эпох.

СЕВЕРНАЯ ГРУППА

О. В. Лахтионов (1905) разведывал на никель кору выветривания Устейского и Кольского змеевикового массива. Она оказалась сложенной (снизу вверх) из карбонатизированных и силицифицированных (до 30 м мощности), обохренных и ожелезненных (до 10 м мощности) серпентинитов. Серовский район — один из северных районов, где юрские отложения пользуются значительным развитием и где нижнемезозойское выветривание вполне вероятно, о чем свидетельствует площадной нонтронитовый тип коры выветривания и минералогический состав каолинитовых глин.

ВОСТОЧНАЯ ГРУППА

Режевский район. Древняя кора выветривания в районе имеет широкое развитие. Местами она сохранилась на водоразделах, будучи здесь сильно размытой. Обычно кора лучше сохранилась в углублениях карста под покровом меловых отложений, и лишь слабо она подымается к выходам коренных пород. В карстах на контакте известняков с серпентинитами, сланцами, эффузивами наряду с остаточной

корой сохранились меловые и третичные отложения с железными рудами и железистыми бокситами.

В некоторых точках констатирована делювиальная, сползшая со склонов кора, местами отложившаяся среди меловых глин и песчаников. Мощность коры для серпентинитов колеблется в пределах от 1 до 30 м, реже больше. Наряду с открытыми карстами имеются карсты «подземные» и смешанного типа, снизу заполненные кровлей коренных пород, а выше — материалами разного возраста и происхождения. В районе известно большое количество небольших точек никелевого оруденения, связанного с корой выветривания как площадного, так и линейного и контакто-карстового типа. Нонтронитизированные серпентиниты сохранились среди карстов лучше, чем в других районах. Кверху они переходят в галлуазитовые и ферригаллуазитовые глины, а еще выше в охры. Отмечается несколько типов выветривания: 1) самый древний — нонтронитовый, 2) более молодые — галлуазитовый и ферригаллуазитовый и 3) охристый; наконец, самыми молодыми являются 4) дезинтегрированные серпентиниты. На Точильной горе (Режевский район) среди верхнемеловых отложений в самых верхних горизонтах нами обнаружены окатанные гальки галлуазита; судя по этому их образование следует считать доверхнемеловым. Галлуазиты встречены и в карстовых аллювитах, покрытых меловыми отложениями. Охристые разности могли образоваться как до отложения верхнемеловых горизонтов, так и после их отложения, так как они кроются более молодыми отложениями. Дезинтегрированные разности встречаются не только на поверхности, но и в карстах под почти свежими серпентинитами с корой выветривания над ними, на контакте с известняками (см. часть 1 нашей монографии).

При выветривании диабазов на Покровском никелевом месторождении образовались никельсодержащие монтмориллонитовые глины. Чрезвычайно развито выветривание эффузивных пород и глинистых сланцев. Режевский район представляет интерес не только по никелю, но и по бокситам и никельсодержащим железным рудам, отложенным в карстах. Абсолютные отметки верхних горизонтов коры выветривания в Режевском районе весьма низки и составляют от 180 до 215 м.

На Алапаевском массиве кора выветривания известна в районе никелевого месторождения Сусанское. Здесь она представлена обохренными полосчато-брейнеритизированными серпентинитами: свежие серпентиниты чередуются с полосами обохренных.

В районе г. Нижней Салды имеется сильно размытая кора выветривания на серпентинитах, представленная относительно мало-мощной слабо развитой охрой местами с бурыми железняками.

Глава XII

ВОЗРАСТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Приведенные выше данные отвечают следующим высказываниям о времени образования древней коры выветривания:

- 1) до или в течение триаса,
- 2) до или в течение юры до верхнего мела,
- 3) до или в течение верхнего мела,
- 4) до или в течение палеогена (эоцен-миоцен),
- 5) до или в течение миоцена,
- 6) до или в течение плиоцена.

Доказательства возраста той или иной коры не всегда носят убедительный характер и большей частью основаны на соображениях стратиграфического порядка при поверхностном осмотре обнажений. Обычно отсутствуют детальное описание профиля, химический и минералогический анализы.

В некоторых случаях за кору выветривания принимают выветрелые гальки кварцитов, кварца, сланцев, порфиристов и других пород, разложение которых может происходить в толще рыхлых отложений без образования коры выветривания. Некоторые беловатые глины, особенно залегающие на сланцах, могут являться делювиальными или аллювиальными образованиями. Поэтому многое из того, что высказывалось, подлежит критическому пересмотру, как полевому, так и в лабораторных условиях. В результате подобного пересмотра количество кор значительно сократится. Все же, и после устранения сомнительных случаев, несомненно останутся убедительные доводы в пользу образования древних кор выветривания в течение нескольких периодов. Теоретически мыслия, это могло происходить каждый раз, когда имелись: 1) поверхность выравнивания, 2) подходящие климатические условия, 3) достаточный период времени для образования коры, 4) благоприятные условия для ее дальнейшего сохранения. В ряде случаев эти более молодые коры получают только локальное развитие.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Для Среднего Урала приходится учитывать и следующие характерные черты: 1) нонтронитизированная кора выветривания на Среднем Урале лучше и больше всего сохранилась в районе Режевском, Красноуральском, частично Нижне-Тагильском и даже Серовском, то есть там, где существуют до сих пор более или менее значительные острова мела или юры, или, где имеются данные, заставляющие полагать, что они были лишь недавно размыты; 2) наиболее мощные коры на Среднем Урале почти исключительно связаны с карстовыми депрессиями, выполненными верхнеюрскими, нижне- и верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями, где они меньше подвергались размыву; 3) кора выветривания в пределах одной и той же геоморфологической области имеет близкие верхние границы абсолютных отметок. Эти три обстоятельства заставляют полагать, что основное, наиболее мощное образование коры, удовлетворяющее одновременно всем этим трем чертам, имело место только один раз и, судя по приведенному нами материалу, в конце триаса и в течение юры. Выветривание этого времени наложило свои особенности на древние коры даже и в тех случаях, когда они подвергались в дальнейшем процессам наложения.

Для Среднего Урала следует учесть то обстоятельство, что его геологическое строение в некоторых отношениях отличается от строения Южного Урала: Это — меридионально-полосчатое расположение ультрабазитов, метаморфизованных сланцев и включенных в них мраморов, нередко находящихся в непосредственном контакте с ультрабазитами, и сопровождающие их неоднократные тектонические подвижки. Благодаря этому на контакте легко поддающихся выветриванию пород (мраморов, сланцев, порфиристов) с ультрабазитами и другими более стойкими породами создавались вытянутые пониженные участки, начало образования которых относится ко времени развития уральского пенеплена (триас — начало юры). Эти депрессии затем многократно углублялись и расширялись

эрозией или в результате тектонических опусканий. Вдоль них зарождались и развивались впоследствии речные системы, и к ним шел сток грунтовых вод. Естественно, что не только на дне, но и по склонам и прилегающим к депрессиям участкам создавался более влажный режим, чем одновременно на соседних участках, и разложение пород в силу этого достигало здесь более резких степеней.

Меридиональная вытянутость расположения древних кор выветривания, т. е. преобладание кор линейного типа, является характерной чертой для этой части Среднего Урала. Если для Южного Урала коры выветривания, как правило, образовались и сохранились на водоразделах, то здесь они достигали наибольшей мощности и лучше сохранялись в древних депрессиях.

ФОРМИРОВАНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

К наиболее древнему проявлению процессов выветривания следует отнести процессы окремнения известняков, которые дали начало щебенчатым, а затем и остальным беликам. Повидимому, оно связано с триасом (Каменский район) и происходило до образования карста. Очень важно было бы изучить характер выветривания рэтских сланцев, но до сих пор мы имеем только одни макроскопические описания. Древнее юрское выветривание сказалось на ультраосновных массивах Среднего Урала в тех же формах, что и на Южном Урале, т. е. оно привело к образованию нонтропитового профиля выветривания с соответствующими зонами нонтропитов, выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов с опалом, халцедоном и магнезитом. В депрессиях, где начали развиваться подземные карсты в верхней юре или нижнем мелу, в связи с несколько большим увлажнением, особенно в зонах контакта с известняками, образовались галлуазиты и происходили процессы обохривания, в то время как на водоразделах этот тип минералообразования был менее развит и постепенно мог замениться нонтропитовым типом выветривания. К нижнему мелу основные процессы образования кор выветривания должны были закончиться. К этому времени не только образовались белики, но в Каменском и других районах начали отлагаться железные руды и бокситы. К моменту образования железных руд и бокситов кора выветривания уже существовала. Галлуазит мы находим в низах толщ, заполняющих карсты, он был обнаружен нами также в виде галек на Точильной горе (Режевский район) среди верхнемеловых отложений.

В пределах Каменского района мы имеем пока единственный изученный на Урале случай коры выветривания, образованной на рэтских сланцах, обнаруженных буровыми скважинами на месторождениях Соколовском, Колчедан, Бурнинском. Рядом имеется каолинизированная кора на порфиритах. Эти коры прикрыты нижнемеловыми отложениями. Этим определяется нижний и верхний предел возможного возраста коры.

Н. М. Покровская (1943, рукописный отчет) на основании изучения пльцы приходит к выводу о том, что на Среднем Урале в нижнем мелу климат был довольно умеренным и сухим; все же, он не мог быть сухим настолько, чтобы не происходило выноса полуторных окислов и их отложений в водных бассейнах. В дальнейшем в течение мела на Среднем Урале, по Н. М. Покровской, климат становится все более жарким и сухим, что вряд ли содействовало развитию кор выветривания; в таких условиях могли иметь место только процессы карбонатизации и силицификации. К этому времени относится, вероятно, и образование прожилков кварца и халцедона (см. стр. 108) среди рыхлых толщ, заполняющих карсты (Новая

Черемшанка). Только в депрессиях, куда в это время был направлен сток воды, выветривание носило более влажный характер, нонтронитизация была более слабой, а образование галлуазита шло несколько интенсивнее. На подобных участках, так же как и на кислых породах, разложение должно было быть более интенсивным с низкими рН.

В течение всего остального мела образовавшаяся кора выветривания с наложенными зонами оставалась более или менее стабильной, и в это время могли иметь место лишь небольшие изменения в минеральном составе профиля.

Приходится сделать тот же вывод, который мы сделали для Южного Урала: основной профиль выветривания сформировался уже к верхней юре, а к нижнему мелу и в течение последнего он претерпел ряд наложений.

К концу верхнего мела климат несколько увлажняется (Н. М. Покровская). Сухой и жаркий климат палеоцена и эоцена на Южном Урале заменяется умеренным и влажным на Среднем Урале. В олигоценовую эпоху климат, по заключению того же автора, становится еще более влажным и теплым. С начала третичного периода появляются климатические пояса, и с ними, главным образом, связано то различие в минералогическом составе профилей выветривания Южного и Среднего Урала, которое отмечается не только в депрессиях, но и в междуречьях и на возвышенных плато. В этом отношении на Среднем Урале, повидимому, большее влияние оказали олигоценовая и миоценовая эпоха. К ним приурочено изменение раннемезозойской коры, развитие ферригаллуазитов и их последующее разложение вплоть до охр. С этим временем связано приобретение корой выветривания бурых и красно-бурых цветов и глубокое разложение уже ставших нестойкими в новых условиях ферримонтмориллонитов, феррибейделлитов, ферригаллуазитов и соответствующих алюмосиликатов.

Пока еще мало данных, чтобы утверждать, но достаточно, чтобы высказать предположение, что в третичное время климата субтропиков, а тем более тропиков на Урале не существовало.

Повидимому, мы имеем новое усиление выветривания в конце третичного времени, в плиоцене. Красноцветная толща плиоцена, кроющая миоценовую с явным несогласием, отличается своим минералогическим составом.

Почти полное отсутствие в плиоценовых красных и красно-бурых глинах малоустойчивых при выветривании минералов и постоянное их присутствие в четвертичной глине (см. стр. 108) подтверждается не только для Верхне-Уфалейского района, но и для других районов Среднего Урала: Верхне-Невьянского, Висимского (Щукина, 1942) и др.

Плиоценовые отложения являются, по мнению Е. Н. Щукиной и К. В. Никифоровой (1941), аллювиально-болотно-делювиальными образованиями, на Среднем Урале их мощность не превышает 5 м. Южно-Уральские красноцветные глины обычно гипсоносные, среднеуральские — лишены гипса.

Несомненно, что и в четвертичное время процессы выветривания также происходили. Они привели, к образованию небольших локальных кор, свойственных умеренному или холодному, более или менее влажному климату. Преобладающими при этом являлись, как и в третичное время, выщелачивание карбонатов и слабые кислые процессы, приводившие к небольшому выщелачиванию, окислению и фиксации окислов железа или их небольшой миграции. Образование дезинтегрированных пород вследствие слабого химического выветривания получает большое развитие. Весьма характерно для плиоцена и для начала четвертичного, а может быть и для всего четвертичного периода, сильное развитие процессов омарганцо-

	Основные			
	На водоразделах			В депрес
	на ультраосновных породах	на средних породах	на кислых породах	на ультраосновных породах
T_3	Выщелачивание + Карбонатизация ++ Дезинтеграция +++	Выщелачивание + Карбонатизация + Дезинтеграция +++	Выщелачивание + Дезинтеграция +++	Выщелачивание ++ Дезинтеграция +++ Силицификация +
Р а з				
$J_1 - J_2$	Нонтронитизация +++ Карбонатизация +++ Силицификация ++ Выщелачивание +++ Обохранение +	Монтмориллонитизация ++ Карбонатизация + Выщелачивание +++ Галлуазитизация + Каолинитизация ++ Хлоритизация + с J_1 начало гиббситизации и ее развитие в J_2	Каолинитизация +++ Начало гиббситизации с J_1 и ее частичное развитие в J_2	Нонтронитизация + Галлуазитизация ++ Силицификация +++ Обохранение ++ Выщелачивание +++
J_2	Начало вымывания окислов Fe, Al и карбонатов	Выщелачивание окислов Fe, Al и карбонатов	Выщелачивание окислов Fe и Al и карбонатов. Иллитизация + Каолинитизация ++	Галлуазитизация ++ Обохранение +++ Десилицификация +
Р а з				
Cr_1	Деградация коры, вынос Al_2O_3 и Fe_2O_3 , позднее небольшое окремнение	Деградация коры, вынос Al_2O_3 и Fe_2O_3	Вынос Al_2O_3 и Fe_2O_3 Каолинитизация + Иллитизация ++	Обохранение ++ ?
Р а з				
Cr_2	Консервация и погребение коры			Погребение
Pg_{1+2}	?	?	Иллитизация +++?	?
$Pg_3 - Ng_1$	Галлуазитизация +++ Обохранение ++ Десилицификация +	Галлуазитизация ++ Каолинитизация +++ Обохранение +	Иллитизация ++ Каолинитизация ++	Обохранение +++ Десилицификация ++
Р а з				
Ng_2	Обохранение ++ Омарганцование ++	Обохранение ++ Омарганцование ++	Иллитизация +	Обохранение ++ Омарганцование ++

выветривания на Среднем Урале

процессы силх			Уровень базиса эрозии	Климат	Образование коры
на средних породах	на кислых породах	на известняках			
Выщелачивание ++ Дезинтеграция +++	Выщелачивание ++ Дезинтеграция ++	Окремнение	Понижение	Жаркий и сухой, к концу более влажный	Процессы выветривания слабой интенсивности
м ы в					
Монтмориллонитизация + Галлуазитизация ++ Выщелачивание +++ Обохривание ++	Каолинитизация +++	Начало карстования, образование глин лежачего бока щебенчатых и слоисто-щебенчатых беликов	Понижение, к концу повышение	Жаркий, сильно влажный, с резкой сменной засухливших и дождливых времен года	Основное развитие коры и начало ее преобразования
Галлуазитизация +++ Обохривание ++	Каолинитизация +++ Иллитизация +	Уменьшение роста карста, заполнение беликами, образование железных руд Десилицификация	Повышение	Теплый и влажный	Преобразование коры, затухание процессов выветривания, частичное заполнение карстов
м ы в					
Обохривание ++ ?	Иллитизация ++ Каолинитизация +	Прекращение роста карста, отложение глин, бокситов, ослитовых железных руд	Повышение	Умеренный и влажный, к концу сухой	Ослабление процессов выветривания, заполнение карста, отложение боксита
м ы в					
коры	?	Вторичное окремнение погребенной коры	Повышение	Умеренный	?
?	?	?	Понижение	затем сухой и жаркий	?
Каолинитизация +++	Каолинитизация +++	Погребение карста	Повышение	Теплый и влажный	Возобновление образования маломощной коры и ее преобразование, отложение каолинит-монотермитовых и серицитовых глин
м ы в					
Обохривание ++ Омарганцование ++	Иллитизация ++	Возобновление роста карста	Понижение и значительные колебания	Умеренный и влажный, к концу похолодание	Кратковременное усиление процессов выветривания и преобразования коры, отложение гидрослюдистых глин

вания, особенно там, где известняки, кремнистые известняки и древняя кора выветривания находятся в контакте с разложенными диабазами, порфиритами, эффузивными или рассланцованными породами. Во всех подобных случаях марганец из пород, более богатых им, переносится грунтовыми водами в лежащие ниже ближайшие участки разрыхленной, трещиноватой или пористой выветрелой породы и здесь выпадает. Омарганцованию, наряду с корой выветривания, подвергаются и кроющиеся ее породы, особенно часто плиоценовые. Марганцово-железистые бобовины имеются и в красноцветной толще. Обычно омарганцовываются верхние горизонты коры, иногда и вся толща охр по серпентинитам. Несомненно, омарганцование имело место несколько раз, но наиболее интенсивное омарганцование связано с плиоценом и раннечетвертичным временем. Вместе с омарганцованием происходило в некоторых случаях и обогащение кобальтом.

Нами сделана попытка дать в виде схемы картину выветривания на Среднем Урале в мезо-кайнозойское время (табл. 15). Эта схема имеет временный характер, преследует больше обзорные цели и должна в дальнейшем уточняться и видоизменяться.

Глава XIII

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Древняя кора выветривания палеозойского возраста нигде на Урале непосредственно не доказана. О ее существовании судят косвенно, главным образом, по возможному источнику для отложения бокситов на восточном склоне Северного и Среднего Урала и на западном склоне Южного Урала. Девонская кора также с полной определенностью на Урале не констатирована. Она известна в Воронежской области, Донбассе и на Тимане. Все же имеется ряд высказываний о возможности существования и на Урале коры выветривания от среднесилурийского до верхнедевонского возраста. Близ Нижне-Сергинского завода В. М. Федоров (1937) описал диаспоро-шамозитовые бокситы на известняках верхнего силура. В бассейне р. Ай (Новая Пристань) и в 0.5 км от разъезда Кукшина Южно-Уральской ж. д. диаспоро-шамозитовые бокситы залегают на изъеденной карманообразной поверхности среднедевонских известняков. А. К. Белоусов (1937) отмечает, что с верхов нижнего силура в западной полосе Южного Урала наступил длительный континентальный перерыв, продолжавшийся до начала, а может быть и до середины живецкого яруса. Трансгрессия среднедевонского моря не покрыла всю сушу: отдельные участки ее существовали в среднем девоне в виде островов, которые продолжали существовать и в эпоху отложения красных оолитовых железных руд и бокситов пашийской свиты.

Возможно, что представление об отсутствии коры выветривания в верхнем палеозое объясняется не действительным отсутствием ее, а неизученностью отложений, слагающих верхний палеозой.

Начиная с мезозоя, существование коры выветривания становится неоспоримым фактом. Мезозойская кора выветривания, повидимому, пользовалась огромным распространением по всему Уралу и была довольно разнообразной на большой территории. Подробно мы разобрали ее выше.

Эоценовая кора носила локальный характер (Южный Урал). О возможном существовании олигоценово-миоценовой коры мы высказались также уже выше (стр. 103 и 117), равно как и о плиоценовой.

Четвертичная кора пока еще недостаточно изучена. Таким образом, мы имеем основание полагать существование трех древних кор, но возможно, что локальных кор будет больше, до 4—7.

УРОВНИ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ И СОХРАНЕНИЕ КОР

Нельзя не остановиться на абсолютных отметках, которые имеют верхние горизонты кор выветривания, несмотря на различную степень их размыва, позднейшие опускания и поднятия. В этом отношении можно выделить четыре группы. К первой группе, с абсолютными отметками от 400 м, реже от 380—390 м до 450 м относятся почти все месторождения никеля Кемпирсайского массива, Халиловского (Айдербак, Ново-Петровское), Верхне-Уфалейского, Верхне-Нейвинского (Калиничевская яма), Северское и Ново-Ивановское месторождения (Полевской завод), Парушинское у д. Полдневской. (Исключением для Кемпирсайского массива служат выходы силифицированных серпентинитов у Бурановки с отметкой в 509.7 м, для Верхне-Нейвинского—месторождения железо-никелевых руд на горе Перевальной (Верхне-Нейвинского района) с отметкой в 575—600 м, для Халиловского массива — Ново-Аккермановское месторождение с отметкой в 350—340 м.) Все эти месторождения находятся в горно-холмистой геоморфологической области Среднего Урала и в области недавно приподнятых плато на Южном Урале. Весьма характерно, что (за исключением Ново-Аккермановского месторождения) на этих высоких отметках залегают все промышленные месторождения силикатного никеля на Урале. Единственное, не находящееся в этой группе, Анатольское месторождение промышленного никеля имеет максимальную абсолютную отметку в 375 м, т. е. весьма близкую к отметке выделенной нами группы, и находится в той же геоморфологической области.

Вторая и третья группы представлены наибольшим числом месторождений. Ко второй группе относятся все те, которые имеют максимальные отметки в пределах 350—380 м. С ними связаны все промышленные месторождения железо-никелевых руд Среднего Урала от Северского завода до Елизаветки (в 12 км от г. Свердловска), а также аналогичные руды Халиловского района. (Для второй группы исключением служат два железо-никелевых месторождения, Мало-Халиловское и Орловское, находящиеся в сброшенной части Таналык-Баймакской котловины.) Третья группа охватывает месторождения никеля и коры выветривания на ультрабазитах Южного Урала с отметками от 300 до 350 м. Весьма характерно, что среди последней группы промышленных месторождений никеля пока не обнаружено.

Четвертая группа имеет очень низкие отметки с большими интервалами абсолютных отметок (от 100 до 250 м) и связана с равнинной геоморфологической областью, примыкающей к Западно-Сибирской низменности. В эту группу входят все месторождения железо-никелевых и никелевых руд Каменского, Режевского и Алапаевского районов и, вероятно, также Салдинского. Некоторые из этих месторождений являются промышленными.

Если мы обратимся к коре выветривания на других породах Среднего Урала, кроме ультрабазитов, то нельзя не отметить для них более пониженные отметки, чем для ультрабазитов. Для Невьянского района они составляют 230—250 м, для Висимского 300—320, для Тагильского 240—

280. Более или менее одинаковые отметки с ультрабазитами имеет кора выветривания, находящаяся в равнинной геоморфологической области. На Южном Урале это различие в абсолютных отметках кор на разных породах не проявляется, во всяком случае, если оно и имеет место, то не так резко выражается.

Обращаясь к причинам подобного поведения максимальных абсолютных отметок древних кор, нельзя не видеть в самой возможности правильной группировки этих кор определенной закономерности. Она связана с существованием древних поверхностей выветривания, различно приподнятых или опущенных последующими эпейрогеническими (главным образом в неогене) процессами. Приводим небольшую выдержку из геологической истории Урала Д. В. Наливкина (1943).

«Денудация варисцийского Урала продолжалась исключительно долго — весь мезозой и кайнозой. Благодаря ей уже к началу неогена Урал представлял почти равнину и по своему рельефу был таким же, как современная Казахская степь. Горные хребты отсутствовали, и только местами сохранялись небольшие возвышенности, сложенные наиболее древними, наиболее плотными породами: кварцитами, гнейсами и сланцами, их разделяли едва заметные, такие же широкие и плоские водоразделы; реки текли медленно, летом пересыхая и распадаясь на ряд небольших озер. На востоке гранитные массивы возвышались в виде широких холмов неправильных очертаний, расположенных среди степи.

Возвышенности и холмы были вытянуты в меридиональном направлении, согласно направлению палеозойских структур. Таким же было и направление речных долин. Все главнейшие реки уже существовали в своих верховьях, но нижняя часть их долин и общая сеть значительно отличались от современных».

«В конце неогена начинаются своеобразные тектонические движения, достигающие максимума в середине четвертичной эпохи. Они выражаются в том, что отдельные палеозойские массивы, вытянутые в длину, начинают медленно подниматься, но участки, расположенные между ними, сохраняют свое положение и превращаются в продольные речные долины. Поднятия происходят настолько медленно, что старые широтные долины успевают пропиливать поднимающиеся массивы».

«На Южном Урале западные массивы поднимаются быстрее, чем водораздельный массив, и поэтому достигают большей высоты».

«Поднимающиеся массивы достигали очень больших размеров до 15—20 км в ширину и на многие десятки километров в длину, но сами поднятия были невелики, обычно в несколько сот метров, редко свыше 1000 м».

«Интересной особенностью являются плоские широкие водоразделы, сохранившие свой прежний почти равнинный, пенепленизированный характер и резко непохожие на новые узкие, глубокие молодые речные долины».

Первая группа поверхностей выравнивания (с отметками 400—450) связана именно с наиболее молодыми глыбовыми поднятиями осевой части Урала в конце неогена. На Южном Урале, особенно в пределах Кемпирсайского массива, мы имеем ряд участков с почти полностью сохранившейся древней поверхностью выравнивания с относительно небольшими колебаниями в пределах 30 м и меньше, благодаря лишь недавно местами смытой крышке из отложений верхнего мела и палеогена. Горнохолмистая область Среднего Урала, несмотря на чрезвычайную ее изрезанность (горнохолмистый рельеф), имеет все же поверхности выветривания примерно на той же высоте, что и Кемпир-

сайский массив, как, например, Верхне-Уфалейский район. Кора выветривания, особенно мощно развитая вдоль древних мезозойских депрессий Среднего Урала, представлявших собой поверхности выравнивания, очевидно, была приподнята на ту же высоту, что и Кемпирсайский плутон; расчлененный рельеф с явно выраженными депрессиями может быть в меньшей степени, чем теперь, частично существовал между отдельными поверхностями выравнивания до и во время образования коры выветривания.

Для локальных случаев необходимо отметить наличие значительных местных опусканий уже после образования коры, вследствие чего сохранились огромные толщи рыхлых пород, например, каолинизированные сиениты и другие породы г. Высокой с их более чем 200 м толщиной, Глубокая Черемшанка в В. Уфалейском районе с глубиной в 200 м и др.

Кора выветривания увалисто-холмистой области Среднего Урала приподнята несколько более (на 30—50 м), чем в этой же области на Южном Урале.

В равнинной геоморфологической области опускание началось еще в нижнем мелу, отчего кора здесь имеет наиболее низкие отметки. Повидимому, Средний Урал в этой части опускался интенсивнее, чем Южный Урал. Если горно-холмистая часть Урала значительно поднялась главным образом в неогене, а равнинная начала систематически опускаться еще с нижнего мела, если не с конца триаса, то увалисто-холмистая часть Урала в районе развития наиболее крупных гранитных массивов явилась наименее подвижной частью, наиболее доступной эрозионным процессам, поэтому площадная кора выветривания здесь сохранилась лишь частично, и относительно лучше сохранилась линейная кора. Еще меньше она сохранилась в горно-холмистой части, подвергшейся с начала неогена сильной эрозии. Здесь кора осталась лишь в карстовых депрессиях (значительной мощности) и на некоторых междуречьях (малой мощности), а также в тектонических трещинах (значительной мощности). Преобладающий тип коры для данного случая линейный, площадная кора смыта. В ряде депрессий отмечаются молодые тектонические подвижки дизъюнктивного характера, затронувшие кору. Из более значительных депрессий с развитой корой выветривания следует на Среднем Урале отметить Причусовскую, Висимскую, Юрезано-Сылвинскую, Уфалейско-Полдневскую, Невьянскую, Туринскую. Их образование связано частично с контактами известняков и сланцев с ультрабазиитами и иными интрузивными породами, частично также с тектоническими разломами. Е. Н. Щукина (1946) указывает, что пониженный рельеф депрессий существовал уже к моменту формирования коры выветривания; так, она отмечает накопление в Туринской депрессии мощной проаллювиальной толщи рэа и, ссылаясь на Б. В. Тарханеева, указывает на нахождение на глубине 120 м в Егоршинском районе выветренного, хорошо окатанного обломочного материала того же рэского возраста. В Ю.-Заозерском районе кора выветривания покрыта породами, которые, согласно пылевому анализу И. М. Покровской, древнее нижнемеловой флоры Каменского района и моложе отложений рэа. Отсюда вывод о юрском возрасте образования основной наиболее мощной и широко распространенной коры. Точно также в Каменском районе рэские породы разложены на глубину до 50 м (по данным Р. Н. Принца). В отличие от рэских отложений, все более молодые мезозойские и третичные породы вплоть до миоценовых состоят только из устойчивых против выветривания минералов. Что касается последних, то среди верхних горизонтов миоценовых отложений встречаются хо-

рошо окатанные гальки различных пород, превращенные в глинистую или охристо-песчанистую массу, но уже на глубине 10—20 м выветривание этих пород прекращается. В плиоцене образовались незначительные, в несколько метров мощности, рыхлые продукты выветривания, приуроченные к поверхностям 4-й и 5-й надпойменных террас по долинам рек. Различия уровня залегания коры выветривания между западным и восточным склонами Среднего Урала доходит до 200 м в связи с разным масштабом эпейрогенических движений обоих склонов и различным уровнем среза коры выветривания. Равнинные области Среднего Урала вместо отметок 380—450 м горно-холмистой области на ультрабазитах и 300—320 м на сланцах и эффузивах имеют преобладающие отметки в 200—250 м на первых породах и от 220 от 150 м и меньше—на вторых. Равнинная часть Среднего Урала, хотя имеет сохранившуюся линейную кору, контакто-карстовую и площадную, но они скрыты в большей степени под мезозойскими отложениями.

Увалисто-холмистая часть Южного Урала более пологая и равнинная, чем на Среднем Урале, с ближайшими к полого-волнистой равнине пограничными массивами ультраосновных пород, была значительно размыва до эоцена, но последующая силицификация карбонатизированных серпентинитов предохранила их в некоторой степени от полного размыва в течение третичного и четвертичного периода; все же месторождения никеля оказались в огромном большинстве случаев размывшими.

Более низкие отметки коры выветривания на гранитах, порфиритах, сланцах и тому подобных породах в северной и северо-западной части Среднего Урала объясняются тем, что будучи в этой части Урала более развиты, чем ультрабазиты, они в результате размыва создавали широкие речные системы еще в мезозое, по которым направлялись наступавшие с востока воды верхнемеловых, палеоценовых и палеогеновых морей, смывавшие кору и частично покрывшие оставшиеся неразмытыми участки. Кора выветривания на серпентинитах с более устойчивыми нижними горизонтами, по сравнению с корой выветривания на сланцах и т. п. породах, слабее подвергалась действию эрозии, сохранилась лучше и поэтому ныне занимает более повышенные, нередко водораздельные участки.

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ ¹

В настоящее время после исследований древних кор выветривания, произведенных на Урале, в Западной Сибири, Казахстане, СССР и других районах, совершенно ясно, что древние коры:

- 1) имеют региональное распространение;
- 2) залегают в определенных стратиграфических горизонтах;
- 3) обладают значительной мощностью;
- 4) состоят из совершенно определенных минеральных комплексов, т. е. обладают всеми теми данными, которые необходимы для выделения их в особые геологические формации.

Древние коры выветривания являются характерными геологическими формациями для платформ, образование их приурочено к моментам тектонического покоя, к окончанию тектонических циклов.

¹ Выпуск второй части этой работы был представлен к печати в 1943 г. Так как печатание его задержалось, то мы не имеем возможности внести все новые данные и необходимые дополнения; основные же моменты их мы вкратце даем в этой заключительной части.

Древние коры выветривания являются основным материалом для образования осадочных пород (песков, глин, железных руд и пр.); несомненно, существует определенная сопряженность между корами выветривания и осадками, заполняющими окружающие их депрессии. Это прекрасно иллюстрируется на Украине, где каолиновые коры, пески и глины полтавского яруса между собой, несомненно, сопряжены; наглядно это отмечается на Южном Урале, где Таналык-Баймакская депрессия образована по краям и осевой части продуктами смыва триас-нижнеюрской коры выветривания. Это же хорошо отмечается в небольшой Айдырлинской депрессии, заполненной осадками из окружающих ее кор. Она так же ясно отмечается среди никеленосных районов Уфалея, Режа и других, где карстовые депрессии заполнены элювием, делювием, пролювием и аллювием древних окружающих кор.

Очень хорошо этот факт иллюстрирует работа В. П. Казаринова по Западной Сибири (1946). Кора выветривания служит источником для отложения в депрессиях не только кластического материала, но и выносимых коллоидных и ионогенных растворов, причем оба последние выносятся в первую очередь.

Заполняя депрессии своим материалом, коры выветривания выравнивают рельеф района. Однако отсюда нельзя сделать заключения, что образование коры выветривания и отложения осадков происходят в одно и то же время; мощная кора выветривания образуется в своей основной части только в случае значительного разрыва во время между обоими процессами.

Кора выветривания не только дает материал для заполнения депрессий механическими и химическими осадками, но часть растворов глубоко проникает вниз, они питают собой зону насыщения и устанавливают с ней непрерывный нисходящий ток, связанный с отсутствием равновесия между метеорной водой и водой глубин грунтов. Отсюда переход зоны гипергенеза с глубиной в зону катагенеза. Все эти факты дали Б. Л. Личкову (1944) основание отнести кору выветривания к «единой осадочной коре, которая в верхней части содержит пояс незначительной мощности, большей частью в десятки метров и меньше, который может быть назван областью осадкообразования и выветривания, где рядом происходят процессы образования отложений и процессы выветривания». Взгляды Б. Л. Личкова подходят (хотя далеко не идентичны) к ранее высказанному Б. Б. Польшовым (1934) взглядам об «аккумулятивной коре выветривания». Нам кажется, что дело не столько в формальной рубрикации явлений, а в их детальном геологическом, минералогическом и физико-химическом изучении. В этом отношении несомненно, что континентальная кора выветривания физико-химически представляет собой другое сочетание твердых, жидких и газообразных компонентов, давления, температуры, концентрации, рН, редокса, чем механические, биогенические и химические осадки на дне пресных и соленых водоемов, что и заставляет выделить кору выветривания в самостоятельное геологическое образование, несомненно сопряженное с осадочными породами, но в равной степени и с породами изверженного происхождения.

То же самое возражение можно привести против взгляда о том, что кора выветривания представляет собой ту же почву, только более мощную (Берг, 1945; Петров, 1946).

Однако большинство почвоведов, особенно русской школы, различают почву и кору выветривания и под почвой подразумевают ту часть коры выветривания, которая «прежде всего связана с биологическими факторами и ограничивается...сферой воздействия корневой системы и круговорота веществ, вызванных жизнедеятельностью организмов»; процесс

же выветривания «обязан большей частью факторам абioxимическим и он распространяется на несравненно большую толщу земной коры, находящуюся под воздействием наземных факторов» (Ковда, 1946). Несомненно, существует связь между корой выветривания и ландшафтом, но отождествлять оба эти понятия нельзя, тем более древнюю кору выветривания, которая ныне может иметь другой ландшафт, чем в то время, когда она образовалась. Кора выветривания является не только географическим ландшафтом, но и геологическим и геохимическим явлением и как таковое и должна рассматриваться. Чем шире развиваются разведочные и горные работы, тем все более и более мы находим древние коры, прикрытые позднейшими отложениями мезозоя или кайнозоя, тем все более и более приходится учитывать чисто геологические моменты, как тектонические нарушения и подвижки. Все чаще и чаще при горных работах встречаются «подземные» коры, никогда не выходившие на поверхность и связанные с нею трещинными системами, все более и более приходится обращаться к объяснению влияния подземных вадозных вод, уровня их истечения, состояния базиса эрозии, к вопросам эпейрогенических колебаний и т. д. Таким образом дополнительно к факторам климатическим и биогенным мы имеем ряд факторов геологического порядка. Надо подчеркнуть, что и минералы коры выветривания выражены иначе и представлены другими видами, чем почвенные и подводные минералы.

Первопричину развития коры выветривания нельзя усматривать в одном географическом элементе; если климат, рельеф, растительность обуславливают характер развития коры выветривания, то имеется и обратное влияние последней на развитие растительности и даже рельефа. Нам ближе мнение Б. Б. Полынова (1946), который, развивая весьма глубокие взгляды о геохимическом ландшафте, склонен в нем видеть решение проблемы географического ландшафта. Мы не раз указывали, что в развитии коры выветривания и ее отдельных типов, кроме геоморфологических условий, не меньшее значение имеют геологические и геохимические.

Все эти условия в совокупности позволяют расчленить кору выветривания на отдельные провинции, где тот или иной тип пользуется преимущественным развитием. Несомненно, что Халиловский и Кемпирсайские районы представляют собой типичную нонтронитовую провинцию; районы серпентинитовых массивов Варшавского, Кундыбаевского, Домбаровского, Подольского — провинцию силифицированных ультраосновных пород; Магнитогорский, Чебаркульский районы — каолиновую провинцию, Уфалейский и часть Режевского — никелево-карстовые; полосы от Северского завода до Свердловска — ферритную (охристую и глинисто-охристую), часть Алапаевского, Красноуральского и Режевского района — провинцию размытых кор (дресвянистых, щебенчатых, дезинтегрированных пород) и т. д. Будущие съемки кор очертят границы этих провинций; с ними будет связано наличие или отсутствие в них металлов и других полезных ископаемых того или иного типа.

Концентрация полезных металлов бывает часто связана не только с общими закономерностями и процессами образования кор выветривания, но и со специфическими условиями, находящимися в связи с тектоническими зонами, стратиграфическими горизонтами (рудообразованием вдоль трещин, над водоупорными горизонтами, на контактах с известняками и пр.), а также с составом пород (концентрация платины, золота и редкоземельных минералов в особые элювиальные россыпи). В «общих» схемах все эти важные моменты исчезают. Являясь древними геологическими формациями, коры выветривания должны изучаться с точки

зрения стратиграфического положения, литологического и минералогического состава, отношения к боковым породам и тектоническому строению; только тогда, в сочетании с общими данными по гидрогеологии, геохимии и почвоведению мы можем подойти к решению генетических вопросов.

Древняя кора выветривания является объектом, главным образом, исторической геологии. Мы отделяем ее от петрографии и геологии осадочных пород не потому, что между ними отсутствуют причинные генетические связи (наоборот, они имеются в достаточном количестве), а потому, что физико-химические условия их образования отличны от тех же условий, при которых осаждаются и концентрируются осадочные породы. Мы ограничиваем понятие коры выветривания только понятием элювия (делювия и пролювия) разложения и выщелачивания и экзогенными инфильтрационными процессами (см. часть 1, а также И. И. Гинзбург, Минералогия Урала, том I. Исходя из принципов актуализма, необходимо использовать для понимания прошлого современные процессы выветривания, но с обязательным учетом геологических условий прошлого. Не случайно, что кора выветривания не только на Урале, но и в ряде других районов Союза и земного шара, получила свое максимальное развитие в верхнем триасе и в юре (Петров, 1946), не случайно также, что позднейшие коры или позднейшие процессы наложения на Среднем и Южном Урале получили разное направление.

Изучая климатическую зональность на северо-западе Евразии, Н. М. Страхов (1945) устанавливает резкое ее изменение в конце перми — начале триаса и связь этого «климатического кризиса» с окончанием герцинской складчатости. Область непрерывного господства аридных условий в верхней юре, палеогене и неогене остается одной и той же и совпадает с современной, к ней примыкают области временных расширений этой аридной зоны; Южный Урал как раз находится несколько севернее последней, в отличие от Среднего и Северного Урала, представленных господством умеренной, тепло-умеренной и влажной зоны.

«Отдельные изменения в разные эпохи мезо-кайнозоя заключались во временном расширении и сужении климатических зон, но их географическая локализация не испытала сколько-нибудь заметных изменений по сравнению с современной» (Страхов, 1945). Процесс образования на всем Урале единой триас-нижнеюрской коры выветривания уже с средней юры и особенно позднее дифференцируется на климатически разнообразные коры, образовавшиеся в последующие эпохи.

Процесс нонтронитизации в дальнейшем значительно ослабляется, в отличие от процессов обохривания, иллитизации и каолинитизации, которые хотя и не достигают прежней мощности и интенсивности, но все же повторяются неоднократно. Нельзя также не отметить отсутствия данных о наличии на Среднем Урале эпохи, когда имело бы место развитие карбонатного выветривания (может быть потому, что карбонаты впоследствии могли быть вымыты). Доверхнемеловая силификация в небольшом размере все же кое-где проявилась (см. стр. 116).

Весьма поздняя карбонатизация, вероятно четвертичная, обнаружена нами в северной части Среднего Урала (см. стр. 105).

Континентальные осадки нижнего мела и третичных отложений в значительной степени своими источниками обязаны материалам древних кор. В свете последнего большого интерес представляют мезокайнозойские россыпи благородных металлов, месторождения белых глин, каолина, кварца и песка, а также биохимические и химические образования железных руд, бокситов и пр.

По мере развития специальной съемки коры выветривания, с нанесением разных типов и зон, будет все больше и больше развиваться наше знание истории коры выветривания, и, в связи с этим, истории континентальных отложений, и того огромного количества полезных ископаемых, которые с ними связаны.

Л и т е р а т у р а

- А л е ш к о в А. Н. К вопросу о возрасте коры выветривания на Южном Урале. Природа, 1941, № 1.
- А л е ш к о в А. Н. О происхождении южноуральских месторождений никеля. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 3, 1944, стр. 123—130.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. Акад. Наук, 1937, 365.
- Б е з р у к о в П. Л. и Я н ш и н А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Научно-иссл. инст. геол. и мин., 1934, вып. 7.
- Б е з р у к о в П. Л. и Я н ш и н А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в примугоджарских степях. Сб. Бокситы, т. 1, ОНТИ, 1937, 75.
- Б е л о у с о в А. К. Бокситы и диаспор-шамозитовые руды Западного склона Южного Урала. Сб. Бокситы, т. 2. Изд. Всесоюз. инст. мин. сырья, 1937.
- Б е л я н к и н Д. С. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1934, вып. 6.
- Б е л я н к и н Д. С. О Часовярском монотермите и об иллите из Иллинойса. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1942, 71, вып. 1—2.
- Б е л я н к и н Д. С., Л а п и н В. В. и П е т р о в В. П. Некоторые особенности минералогического состава уральских огнеупорных глин. Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1942, № 5—6, 75.
- Б е р Н. Т. Геологические исследования в верхней части бассейна Тобола. Изв. Всесоюз. геол.-разв. общ., 1932, 51, вып. 90.
- Б е р г Л. С. Почвы и водные осадочные породы. Почвоведение, 1945, № 9/10, стр. 457.
- Б е т е х т и н А. Г. и К а ш и н А. С. Минералогия Халиловских месторождений хромитового железника. Сб. Хромиты СССР. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Б е т е х т и н А. Г., К р а с н о в с к и й Г. М., Р у д и н А. А. и Т а т а р и н о в П. М. Методика поисков, разведок, опробования и подсчета запасов месторождений хромитового железника. Госгеолиздат, 1941.
- Б о л д ы р е в А. К. Курс описательной минералогии, вып. 1 и 2. Лг., 1926.
- Б р и т т о н. Водородные ионы, 1936.
- Б р э г г В. Л. Структура силикатов. Основные идеи геохимии, вып. 3, 1937, 47.
- Б у р е н и н Г. С. Результаты гидрогеологических исследований и изучение карста в Кизеловском районе. Мат. Карстов. конфер. Свердловск, 1935, 54.
- В е р н а д с к и й В. И. Минералогия. М., 1910.
- В е р н а д с к и й В. И. Очерки геохимии. ОНТИ, 2 изд., 1934.
- В е р н а д с к и й В. И. и К у р б а т о в С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1937.
- В и л е н с к и й Д. Т. Аналогичные ряды в почвообразовании. Тифлис, 1924. Почвоведение, 1937, № 6.
- В о и н о в а Е. В., К и р и ч е н к о Т. И., К о н с т а н т и н о в Л. Л., Н а л и в к и н Б. В., Х а б а к о в А. В. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Гос. изд. геол. лит. Ком. по делам геол., 1941.
- В о л к о в А. Н. О латеритном выветривании некоторых верхнедевонских пород в Тихвинском районе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. общ., 1933, вып. 361.
- В ы с о ц к и й Н. К. Краткий очерк развития орогенических и вулканических циклов на Урале. Объяснительная записка к геол. карте Урала масштаба 1 : 500 000, 1939.
- Г а с с е л ь О. Кристаллохимия. Перевод с доп. Н. В. Белова. ОНТИ, 1936.
- Геологическая карта Урала. Объяснительная записка, ГОНТИ, 1939.
- Г и н з б у р г А. И. Процессы изменения сподумена. Зап. Мин. общ. 2 сер., 1944, 78, вып. 4.
- Г и н з б у р г А. И. Минералогия литиевых пегматитов Калбинского хребта. Диссертация, 1945.
- Г и н з б у р г И. И. Каолин и его генезис. Изв. СПб. политехн. инст., 1912.
- Г и н з б у р г И. И. Геохимия коры выветривания на серпентинитах Южного Урала. Изв. Акад. Наук, 1938, № 1.
- Г и н з б у р г И. И. Никеленосность и кобальтоносность марганцевых руд СССР. Сов. геол., 1939, № 4.

- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания в связи с никелькобальтовым оруденением на Ю. Урале. Тр. Урал. научн. конф. Акад. Наук 1939 г. СОПС, 1940.
- Гинзбург И. И. 1. К генезису никелевых месторождений Среднего Урала. Мат. Урал. совещ. Акад. Наук, СОПС, 1941.
- Гинзбург И. И. 2. Основные результаты работ группы коры выветривания. Металлогения Ю. Урала. СОПС Акад. Наук, 1941.
- Гинзбург И. И. 3. О теории происхождения гидросиликатов никеля А. Н. Алешкова. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1941, № 3.
- Гинзбург И. И. 4. Монтмориллонитовый и галлуазитовый типы выветривания. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, сер. геол., 1941, № 41.
- Гинзбург И. И. Ново-Айдырлинское месторождение осадочных сульфидов никеля. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1943.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. ч. 1, Тр. Инст. геол. наук, вып. 80, 1946.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания Урала. Минералогия Урала, том I, 1947.
- Глазковский А. А. Генезис никелевых руд месторождений Уфалейского района. Изд. Гл. геол. геогр. упр., 1936.
- Глинка К. Д. Исследования в области процессов выветривания. Тр. СПб. общ. ест., отд. мин. и геол., 1906, 84, вып., 5.
- Глинка К. Д. Курс почвоведения. М., 1931.
- Годлевский М. Н. Изоколлидные смеси. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3.
- Гребенщиков И. В. Химические реакции на поверхности силикатов и их значение для техники. Изв. Акад. Наук, 1937, № 1.
- Грицаенко Г. С. К минералогии Тюленевского месторождения никелевых руд. Зап. Ленингр. горн. инст., 1936, 9, вып. 2а, 27.
- Грицаенко Г. С. и Искюль Е. В. К минералогии Кемпирсайского силикатно-никелевого месторождения. Мин. сырье, 1937, № 1.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Перевод с англ., ОНТИ, Л. 1936.
- Егорова Е. Н. О никеленосности оливина. Зап. Мин. общ., 2 сер. 1938, 67, вып. 1, 262—272.
- Ефремов Н. Е. К изучению серпентинитового пояса северного Кавказа. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938.
- Ефремов Н. Е. Классификация минералов группы серпентинита. Доклады Акад. Наук, 1939, 22, № 7.
- Земятченский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Тр. Почв. инст. 1937, 8, вып. 1.
- Земятченский П. А. К вопросу о происхождении каолина. Доклады Акад. Наук, 1938, 20, № 6.
- Земятченский П. А. К вопросу о зависимости характера выветривания минералов от климатических условий. Доклады Акад. Наук, 1939, 25, № 6, 498—499.
- Казаринов В. П. Опыт генетической классификации огнеупорных и тугоплавких глин. ДАН СССР, 1946, т. LII, № 8.
- Карпинский А. Месторождения никелевых руд на Урале. Горн. журн., 1891, 4.
- Касаткин П. Г. Почвы и грунты по линии Троицкой ж. д. Тр. бюро по землед. и почвовед. Уч. ком. Минист. землед., 1915.
- Кассин Н. Г. Металлогенические процессы Казахстана. Зап. Мин. общ. сер. 2, 1938, 67, вып. 2.
- Кац А. Л. Сравнительная характеристика продуктов выветривания ультрабазитов и хлоритов в образовании обогащенных никелем участков на Шелектинском месторождении. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 41.
- Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор. Сб. Хромиты СССР, т. I, 1937.
- Келли В. П. Ответ на письмо проф. И. Н. Антипова-Каратаева. Почвоведение, 1942, № 9—10.
- Киселев А. И. Отчет о работах в Халиловских месторождениях. Зап. Ленингр. горн. инст., 1934.
- Киселев А. И. К вопросу о генезисе Халиловских полезных ископаемых Южного Урала. Разв. недр, 1935, № 19.
- Ковда А. В. О факторах почвообразования, реферат работы Н. Н. Ленпу. Почвоведение, 1946, № 3.
- Корин Н. З. Халиловское месторождение никеля и условия его образования. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 2.
- Красенская Т. Е. Тр. Гос. иссл. керам. инст., 1929, вып. 21.
- Крашенинников. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. Изв. Докуч. почв. ком., 1915, № 3.

- К р о т о в Б. П. К вопросу о татарском ярусе. Татарский ярус — кора выветривания. Зап. Мин. общ., 1931, 60, вып. 1.
- К р о т о в Б. П. 1. Осадочные породы палеозойского фундамента и продукты изменения карбонатных пород или глин лежащего бока. Железородные месторождения Алапаевского типа, т. 2, Изд. Акад. Наук, 1936, 263.
- К р о т о в Б. П. 2. Генезис месторождений Алапаевского типа. Железородные месторождения Алапаевского типа, т. 2. Изд. Акад. Наук, 1936, 327.
- К р о т о в Б. П. Геологические обоснования постановки поисков месторождений железоникелевых руд Анатольского типа на Среднем Урале. Доклады Акад. Наук, 1943, 40, № 6, 271.
- К р о т о в Б. П., К а л г а н о в М. И., Я н и ц к и й А. Л., Т е о д о р о в и ч Г. И. и др. Халиловские месторождения комплексных железных руд. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1942, вып. 67.
- Л и ч к о в Б. Л. Осадкообразование, его причина и следствие. Почвоведение, 1944, № 1.
- Л о г и н о в В. П. К изучению сульфидоносности ультраосновных пород СССР. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 41, № 5.
- Л о г и н о в В. П., П а в л о в Н. В. и С о к о л о в Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Хромиты СССР, т. 2, 1940.
- Л о д о ч н и к о в В. Н. Серпентиниты и серпентины ильчирские и др. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Л у к а ш е в К. Кора выветривания средней части Амурского бассейна. Уч. Зап. Ленингр. гос. ун-в., секц. геол. почв. наук, № 21. Тр. Инст. земной коры, 1939, 255—280.
- М а л ю г а Д. П. К геохимии рассеянного никеля. Тр. Биохим. лаб. Акад. Наук, 1939, 5, 91—111.
- М а м м е д о в М. А. и П е н и н с к и й Д. Д. Месторождение кобальтоносных кварцевых жил. Кобальтоносные руды Урала. М. Гос. изд. Ком. по делам геол., 1940.
- М а т т с о н П. Почвенные коллоиды. М. Сельхозгиз, 1938.
- М е й н ц е р О. Э. Учение о подземных водах. ОНТИ, 1935.
- Н а л и в к и н Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, изд. Акад. Наук, 1943.
- Н и к и ф о р о в а К. В. Очерк континентальной истории восточного склона Урала в районе верховьев Тобола и Суундука. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 42, № 11.
- Н и к и ф о р о в а К. В. Континентальные мезозойские отложения восточного склона Южного Урала и положение среди них россыпей. Диссертация, фонд ИГН АН СССР (печатается).
- П а в л о в Н. М. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов Южно-Уральских месторождений в связи с составом вмещающих пород. Тр. Инст. геол. наук, Акад. Наук, 1940, вып. 41.
- П е т р е н к о А. А. Геология северо-восточной части Орского района. Изд. ГГУ, 1932, вып. 260.
- П е т р е н к о А. А. Об условиях образования осадков континентального выветривания Приорского района. Пробл. сов. геол., 1936, 1, № 3.
- П е т р о в В. П. Минералого-петрографическое описание первичных каолинов Урала. Зап. Мин. общ., 1942, 72, № 2, 139.
- П е т р о в В. П. Геологическое и минералогическое исследование белых глин Урала. Диссертация, 1946 г.
- П о л ы н о в Б. Б. Основы построения генетической классификации почв. Задачи и методы почвенных исследований. М.—Лг., 1933, 23—33.
- П о л ы н о в Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Изд. Акад. Наук, 1934.
- П о л ы н о в Б. Б. Почвы Черноморского берега Аджарии. Тр. Почв. инст. им. Докучаева, 1935, 8, вып. 4.
- П о л ы н о в Б. Б. Почвы областей Союза ССР со средиземноморским и влажным субтропическим климатом. Сб. Почвы советских субтропиков. М., 1936.
- П о л ы н о в Б. Б. Красномземная кора выветривания и ее почвы. Почвоведение, 1944, № 1, стр. 7.
- П о л ы н о в Б. Б. Геохимические ландшафты. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. Акад. Наук, 1946.
- П о л ы н о в Б. Б. и Т у м и л о в и ч Л. Титан в коре выветривания. Сб., посвящ. акад. В. И. Вернадскому, т. I. М.—Лг., изд. Акад. Наук, 1936, 121.
- П о п о в С. П. Минералогия Крыма. Изд. Акад. Наук, 1938.
- П р а с о л о в Д. И., А н т и п о в - К а р а т а е в Н. И. и С е д л е ц к и й Н. Д. Каштановые почвы сухих степей. Почвоведение, 1937, № 6.
- Р а з у м о в а В. Н. Доклад на совещании по четвертичным и мезозойским отложениям, 1941 г.

- Роде Е. Я. Физико-химическое изучение уральских железных руд. Железородные месторождения Алапаевского типа, т. 2. Изд. Акад. Наук, 1936, 161.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Рукавишников Ф. И. Айдырлинские вольфрамовые месторождения на Урале. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 10.
- Рыловникова В. П. Беликовая толща. Железородные месторождения Алапаевского типа, т. 2. Изд. Акад. Наук, 1936, 283.
- Савельев И. И. Геолого-геохимические исследования р. Аят в верховьях р. Тобол. Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук, 1937.
- Савельев И. И. Роль микрорельефа в образовании никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 41.
- Седлецкий И. Д. Генезис минералов почвенных коллоидов в связи с типами выветривания и почвообразования. Природа, 1938, № 1.
- Седлецкий И. Д. О принципах классификации глинистых минералов. Доклады Акад. Наук, 1940, 26, № 3, 248.
- Седлецкий И. Д. Классификация минералов коры выветривания. Сов. геол., 1941, № 3, 32—33.
- Седлецкий И. Д. 1. Расчленение коллоидно-дисперсных минералов группы монтмориллонита. Доклады Акад. Наук, 1942, 34, № 4—5, 142.
- Седлецкий И. Д. 2. Коллоидно-дисперсные минералы важнейших типов почв. Почвоведение, 1942, № 3—4.
- Смирнов Н. Н. Кора выветривания на гранитах. Ежегод. геологии и мин. Росс., 1914.
- Смуров А. А. К вопросу о генезисе никелевых руд. Тр. IV Всесоюз. конфер. цвет. мет., 1931, вып. 1.
- Смуров А. А. 1. Химизм подземных вод Верхне-Уфалейского серпентинитового массива. Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 106, 59.
- Смуров А. А. 2. Растворимость бикарбонатов никеля, кобальта и марганца в условиях существования грунтовых вод и углекислых терм. Зап. Мин. общ. 1938, 67, № 3.
- Смуров А. А. Химизм подземных вод Тюленевского и Крестовского месторождений силикатно-никелевых руд. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 1.
- Смуров А. А. и Мюллер Н. В. Материалы к познанию генезиса Уральских силикатно-никелевых руд. Тр. ЦНИГРИ, 1934, вып. 21.
- Стивенс Р. Э. Изучение щелочности некоторых силикатов. Перевод с англ. яз., Главгеолыздат, 1938, № 71.
- Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. Советская геология, 1945, № 6.
- Талвинский С. Месторождение никелевых сульфидов на Урале. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 19, № 5.
- Трубина К. Н. Направление поисков никеля в Орском районе. Сов. геол., 1940; № 4, 34—94.
- Ульянов Д. Г., Грицаенко Г. С., Крутов Г. А., Петрова Е. А. и Шишулина М. Г. Месторождения силикатно-никелевых руд Орско-Халиловского района. Тр. Всесоюз. инст. мин. сырья, 1937, вып. 118.
- Ульянов Д. Г., Осадчук М. И. и др. Кобальтоносные руды Урала. Тр. Всесоюз. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1940, вып. 167.
- Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., Сов. секц. междунар. ассоц. почвоведов, 1938.
- Федоров Б. М. 1. Условия залегания и генезис мезозойских бокситов Среднего Урала. Сб. Бокситы, т. I. Тр. Всесоюз. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1937, вып. 110.
- Федоров Б. М. 2. Бокситы близ Нижне-Сергинского завода на Урале. Сб. Бокситы, т. I. Тр. Всесоюз. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1937, вып. 110.
- Ферсман А. Е. 1. Соединения переменного состава в земной коре. Сб., посвящ. акад. В. И. Вернадскому. М., 1913, 1—18.
- Ферсман А. Е. 2. Материалы к исследованию и систематике магнезиальных силикатов. Тр. Геол. музея Акад. Наук, 1913, 7, вып. 6, 248—251.
- Ферсман А. Е. 3. Исследования в области магнезиальных силикатов, 1913.
- Ферсман А. Е. О характере гипергенных процессов в местностях с пустынным климатом. Доклады Акад. Наук, 1929.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2. Изд. Акад. Наук, 1934.
- Ферсман А. Е. Цвета минералов. Изд. Акад. Наук, 1936.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 3. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Ферсман А. Е. 1. Геохимия, т. 4. Изд. Акад. Наук, 1939.
- Ферсман А. Е. 2. Геохимия кобальта. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 3.
- Филимонова А. А. и Кофанов Д. Н. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, сер. геол., 1941, вып. 41.

- Х а б а к о в А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Геогр. общ., 1935, 17, вып. 2.
- Ц и б у л ь ч и к М. А. Актюбинские никелевые месторождения. Нар. хоз. Казахстана, 1937, № 3—4.
- Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре, 1936.
- Ч у х р о в Ф. В. Новые находки. Тр. Ломоносов. инст. Акад. Наук, 1937, вып. 10.
- Ш ма к о в а Г. В. Влияние степени дисперсности на характер кривых нагревания мусковита. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1942, 71, вып. 1—2.
- Ш и б о л ь д. Структура силикатов. Основные идеи геохимии, вып. 3, 1937, 132.
- Щ е р б и н а В. В. Окислительно-восстановительный потенциал в применении изученного парагенезиса минералов. Доклады Акад. Наук, 1934, 22.
- Щ е р б и н а В. В. Парагенезис гипергенных минералов в зависимости от степени окисления. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, вып. 39, сер. геохим., 1940, № 8.
- Щ у к и н а Е. Н. Геология и геоморфология коры выветривания Среднего Урала. Бюллетень М. о-ва исп. природы. Отд. геологии, т. XXV (у. 1946).
- A l e x a n d e r L. T., H e n d r i c h s S. W., N e l s o n s R. A. Minerals present in soil colloids. Soil Sci., 1939, 48, № 3, 273—279.
- A r m s t r o n g L. Decomposition and alteration of feldspars and Spodumen by Water. Amer. Min., 1940, 25, № 2, 810.
- B a u e r M. Beiträge zur Geologie der Seyschellen insbesondere zur Kenntniss des Laterits. N. Jb., Min. Geol. Paleont., 1898.
- B l a n c k E., R i e s e r A. u. O l d e r s h a u s e n. Zur chemischen Verwitterung und Bodenbildung Chiles. Chem. Erde, 1933, 8, H. 3, 339—439.
- B l a n c k E. Verwitterung und Bodenbildung in der extremsten Gebieten der Erde. Ernährung d. Pflanze, 1934, 30, № 13/14, 234—237.
- B l a n c k E. u. T h e n l i t z R. Zweiter und letzter Beitrag zu den vergleichenden Untersuchungen über die Verwitterung von Gesteinen unter abweichenden klimatischen Verhältnissen. Chem. Erde, 1935, 10, H. 4, 529—539.
- C o r r e n s u. E n g e l h a r d t. Chem. der Erde, 1938, 12.
- F r e i s e F. Gesteinsverwitterung und Bodenbildung im Gebiet der terra rossa der brasilianischen States S. Paul. Chem. Erde, 1932, 9, H. 1.
- F r e i s e F. Das Nebeneinandervorkommen der Bildung von Kaolin und Tonerde aus Granit und Gneis. Chem. Erde, 1936, 10, H. 3, 311—342.
- F e u s t e l J. C., D u t i l l y A., A n d e r s o n M. Properties of soils from North American Arctic regions. Soil Sci., 1939, 48, № 3.
- G a n g u l i P. B. and D h a r N. R. Adsorption of ions by Manganese Dioxide. Journal of physical Chemistry, 1922, № 9, p. 836.
- G r i m R a l p h E. Modern concepts of clay materials. Journ. of Geol., 1942, № 3.
- G r i m m o B r a y a. B r a d e y. Amer. Min., 1937, 22, 813—829.
- H a r d y F. Studies in tropical soils, Identification and approximate estimation of sesquioxide components by adsorption of alizarin. Journ. Agron. Sci., 1931, 21, 150—166.
- H a r d y F. a. R o d r i g u e s G. Soil Genesis from Andesite in Grenada, British West Indies. Soil Sci., 1939, 48, № 5, 361—385.
- H a r r a s o w i t z. Laterit Fortschr. Geol. Paleont., 1926, 4, H. 14.
- H a r r i s o n J. B. The Katamorphism of Igneous Rocks under humid tropical conditions. Imp. Bar. Soil. Sci., 1938, 179.
- H e n d r i c k s S. B. Stelling. Journ. Geol., 1942, № 3.
- H e n d r i c h s S. B. a. A l e x a n d e r L. T. Minerals present in soil colloids. Description and methods for identifications. Soil Sci., 1939, 48, № 3, 257—272.
- H i n d S. R. Some factors in the weathering of clay shales. Ceram. age, 1933, 22, 169—171.
- J a n d e r u. W a r e r J. Die Bildung von Magnesiumsilikate. Zs. anorg. allg. Chem., 1938, 235, H. 4, 273—294.
- K e l l e y, D o r e. The clay minerals of California soils. Soil Sci., 1937, H. 2, 115—120.
- K e l l y W. P., D o r e W. H., W o o d f o r d A. O. a. B r o w n S. The colloidal constituent of California soils. Soil. Sci., 1939, 40, № 3, 201—252.
- M a g e d c r a u E. u. H o f m a n n U. Glimmerartige Mineralien als Tonsubstanzen. Zs. Krist., 1938, 48, H. 4, 299—324.
- M a t t s o n P. Soil Sci., 1935, 40, № 3.
- N a g e l s c h m i d t. Fortschr. Min., 1939, 2/IV (CXXI).
- N o l l W. Mineralbildung im System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. N. Jb., 1935, B. B. 70, Abt A, 65—115.
- N o l l W. 1. Synthese von Montmorilloniten. Chem. Erde, 1936, 10, H. 2, 129—154.
- N o l l W. 2. Ueber die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Serizit, Pyrophyllit und Analcim. Min. Petr. Mitt., 1936, 48, № 3—4, 210—247.
- N o l l W. 3. Synthese von Montmorilloniten. Chem. Erde, 1936, 10, H. 2, 129—153.
- R e i f e n b e r g. Zs. Pflanz. Düng. u. Bodenkunde. 1933., Teil A, 31, H. 4/61.
- R i n n e F. Fortschr. Min., 1943, 111, 180.

- Ross, Clarence S. a. Kerr Paul T. The Kaolin minerals. U. S. Geol. Surv., Prof. paper, 1931, 165, 151—176.
- Schwarz R. u. Walker R. Zs. anorg. Chem., 1925, 145. 304.
- Schwarz R. u. Trageser R. Ueber künstliche Umbildung von Feldspat in kaolin. Zs. anorg. allg. Chem., 1933, 215, 190—200.
- Sensting M. W. Studies of weathering and soil formation in tropical high altitudes. Amer. Philos. Soc. Proc., 1930, 69, № 2, 45—97.
- Tamm O. Experimentelle Studien über die Verwitterung u. Tonbildung von Feldspaten. Chem. Erde, 1930, 4; Arch. Kemi Mineralog B. 2, Stockholm.
- Vageler P. Grundriss der tropischen und subtropischen Bodenkunde, 1930, 1939.
- Vogt J. H. L. Nickel in igneous rocks. Econ. Geol., 1923, 18, № 4.
- Zschimmer E. Die Verwitterung produkte des Magnesiaglimmers. Inaug. Dissert. 1897.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	1
Глава I. Общая характеристика минералов коры выветривания	1
Минералы кремнезема	2
Минералы гидратов окислов	4
Карбонаты	6
Сульфиды	7
Сульфаты и фосфаты	8
Силикаты	8
Особенности минералов коры выветривания	11
Кристаллохимическое строение минералов коры выветривания	12
Глава II. Механизм выветривания	14
Продукты разложения	15
Продукты синтетического образования	17
Глава III. Стадийность выветривания минералов	18
Процессы окисления	19
Процессы гидратации и дегидратации	23
Процессы замещения	25
Процессы гидролиза	26
Выводы	38
Глава IV. Минералообразование в коре выветривания в связи с климатическими условиями	40
Глава V. Геохимия процессов выветривания различных минералов	48
Продукты выветривания серпентинов	48
Продукты выветривания пироксенов (амфиболов)	52
Продукты выветривания полевых шпатов и слюд	53
Глава VI. Зональное распределение минералов в коре выветривания	55
Глава VII. Химический состав грунтовых вод серпентинитовых массивов Южного Урала	59
Содержание анионов в продуктах выветривания и в водах	63
Сравнение состава южноуральских и верхнеуфалейских вод	66
Миграция Ni, Co, Cu и других металлов	66
Глава VIII. Миграция отдельных элементов в коре выветривания ультраосновных пород	69
Глава IX. Распространение древней коры выветривания на Южном Урале	80
Орско-Халиловский район	80
Актюбинский район	84
Районы северо-восточнее Орско-Халиловского района	89
Районы верховьев рр. Урала, Суундука	90
Район юго-восточных серпентинитовых массивов	90
Глава X. Возраст коры выветривания на Южном Урале	91
Возрастные соотношения	91
Размыв коры	92
Характер коры выветривания на разных месторождениях	93
История формирования профиля коры выветривания	93
Глава XI. Распространение коры выветривания на Среднем Урале	104
Переходная полоса от южноуральского типа к среднеуральскому типу коры	104
Карабашско-Кыштымская полоса	105

Кора выветривания Верхне-Уфалейской группы месторождений	106
Ольховско-Макаровская полоса и полоса причусовских понижений	110
Полоса Полевского-Северского и Ревдинского заводов	110
Кора выветривания Елизаветинской группы и Верхне-Исетинской группы месторождений	111
Тагильская полоса	112
Верхне-Исовская группа	113
Северная группа	113
Восточная группа	113
Г л а в а XII. <i>Возраст коры выветривания на Среднем Урале</i>	114
Особенности морфологии древней коры выветривания на Среднем Урале	115
Формирование коры выветривания на Среднем Урале	116
Г л а в а XIII. <i>Общие выводы</i>	120
Время образования коры выветривания.	120
Уровни поверхностей выравнивания и сохранение кор	121
Древняя кора выветривания как геологическая и геохимическая формация	124
Литература	128

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

*

Редактор С. Г. Попова. Технический редактор К. М. Шалимова. Корректор Н. Шкуратова

РИСО АН СССР № 2251 А06361. Издат. № 535. Тип. заказ № 229. Подп. к печ. 13/IX 1947 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 8¹/₂±1 вкл. Уч.-изд. л. 14.5 Тираж 1500

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Серия Уральской комплексной экспедиции АН СССР

Вып. 80 (№ 1) 1946. Стр. 151. Ц. 12 р. 50 к.

**И. И. Гинзбург. Древняя кора выветривания на
ультраосновных породах Урала. Часть I.**

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
1	3 св.	Выпуск 31.	Выпуск 81.
8	20 св.	(меланерит) ₁	(маллардит)
13	Подпись фиг. 6	Иллит (ОН) ₄ Ky((Al ₄ , Fe ₄ , Mg ₄ , Mg ₆ (Si _{8-y} Al _y)O ₂₀	Иллит (ОН) ₄ Ky(Al ₄ , Fe ₄ , Mg ₄ , Mg ₆) (Si _{8-y} Al _y)O ₂₀
17	В фиг. 9	даккот, никрит	диксит, накрит
24	17 св.	давлен	давление
31	13 св.	неполяризующегося	неполяризующего
33	1 св. и 2 св.	нах рН лна Н;	нах рН на Н;
33	Подпись фиг. 20	положения представ- ленного.	положения.
38	1—2 св.	амезиотвый	амезитовый
43	17 св.	«пустынным	«пустынный
48	10 св.	(правом)	(левом)
48	9 св.	(левом)	(правом)
87	5 св.	и других гипербазитов:	и гипербазитов
103	8 св.	Б. И. Вахромеевой	В. А. Вахромеевой
104	21 св.	М. Формозовой	Л. Н. Формозовой
111	16—17 св.	Ухтузским	Уктусским
112	14 св.	(«пахта»)	(«шихра»)
120	18—19 св.	Кукшина	Кукшик
131	31 св.	193	1938

Цена 11 руб.

2/ 294

