

Академия наук СССР

Ж. В. ДОМБРОВСКАЯ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ
КОРА
ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ПРИБАЙКАЛЬЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

559.31

Ж. В. ДОМБРОВСКАЯ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ
КОРА
ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ПРИБАЙКАЛЬЯ

824



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



Ж.В. Домбровская. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. Изд-во "Наука", 1973 г.

Излагаются материалы изучения древних кор выветривания в Прибайкалье. В результате интенсивных неотектонических движений, приведших к образованию Байкальского рифта, древние коры выветривания плохо сохранились и представляют собою реликтовые образования. Сохранившиеся участки коры выветривания обнаружены в грабенообразных структурах.

Детальные минералогические исследования кор выветривания на различных породах позволили выявить в Прибайкалье основной каолиновый профиль выветривания. На гидротермально измененных, флогопитизированных, гипербазитах развит сунгулитовый профиль.

На участках развития кор выветривания широкое распространение имеют инфильтрационные образования, представленные среди ультраосновных пород магнезитом, опалом, сунгулитом; среди основных пород нонтронитом, опалом; среди кислых пород – гидроокислами марганца и железа; среди карбонатных пород – фосфоритами.

Из полезных ископаемых, связанных с корой выветривания, основное значение имеют инфильтрационные образования, главным образом магнезиты, марганцевые руды и фосфориты. Кору выветривания на некоторых породах могут также служить полезными ископаемыми. Так, слабыветрелые, дезинтегрированные пегматиты используются в керамической промышленности, а более выветрелые – как первичные каолины. Выветрелые породы основного состава из зоны гидролиза могут быть использованы как природные красители – охры; коры выветривания биотитовых гнейсов и флогопитизированных пегматитов перспективны на поиски вермикулитов. Имелись все условия для образования латеритных кор выветривания и бокситов. Табл. 27. Библ. 112 назв. Илл. 67.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук, заслуженный деятель науки, профессор

Д. Г. САПОЖНИКОВ

ВВЕДЕНИЕ

В связи с усилившимся промышленным освоением восточных районов страны (строительство гидроэлектростанций, алюминиевых и других заводов на базе гидроэлектростанций) большое внимание уделяется поискам гипергенных полезных ископаемых. Прогнозирование месторождений ипергенного генезиса невозможно без детального изучения кор выветривания соответствующего возраста, с которыми они генетически связаны. В смежных районах (Западная Сибирь, Салаир, Алтай) по материалам В.П. Казаринова (1958), О.П. Добродеева (1967), А.М. Малютко (1963), Р.А. Цыкина (1967₁), Ю.Н. Занина (1967) и других известны кайнозойские коры выветривания и связанные с ними месторождения разнообразных полезных ископаемых (бокситов, марганцевых уд, фосфоритов, каолинов). Фрагменты подобных образований обнаружены в Прибайкалье.

В 60-е годы при поисках месторождений различных гипергенных полезных ископаемых во многих местах региона была выявлена кора выветривания нижнетретичного возраста, которая осталась, однако, почти неизученной. В связи с этим казалось практически важным и интересным в научном отношении возможно более полно изучить эту кору выветривания, ее распространение на площади региона, условия залегания и связь с тектоническими структурами, характер профилей выветривания в различных породах, особенности их минерального состава и, наконец, связь многочисленных рудопроявлений марганца, железа и фосфоритов с орой выветривания. Выяснению этих вопросов и посвящена предлагаемая работа.

В результате проведенных исследований установлено, что в пределах региона распространены лишь реликтовые участки коры выветривания; причем наиболее мощные разрезы ее сохранились в осевой части Байкальского сводового поднятия в связи с молодыми впадинами (Байкальской и ей подобными). Кора выветривания залегает в виде вытянутых линейных⁷ полос. Нами показано, что такое залегание обусловлено не только избирательным характером выветривания (линейные коры) по зонам тектонических нарушений, контактам пород или легко выветривающимся пластам пород, как считали многие исследователи, а преимущественно послекоровыми разрывными нарушениями, связанными с образованием Байкальских впадин, т. е. что кора выветривания была площадной, а ее современное реликтовое положение — результат неотектонических движений,

вследствие которых она сохранилась только в опущенных блоках (грабенах). С разрывными нарушениями связано большинство рудопоявлений марганца, железа и фосфоритов, являющихся инфильтрационными образованиями.

Изучение профилей выветривания на различных породах кислого и основного составов показало, что кора выветривания была достаточно мощной и процесс выветривания доходил до конечной (латеритной) стадии разложения пород. Это обстоятельство позволяет надеяться на открытие различных гипергенных полезных ископаемых, и в первую очередь бокситов, в благоприятных для их сохранения тектонических условиях.

Интересный и редкий – сунгулитовый – профиль выветривания выявлен нами в коре выветривания ультраосновных пород; с ним связаны проявления нерудных полезных ископаемых – вермикулита, сунгулита и магнезита.

Работа написана по материалам, собранным с 1960 по 1967 г. Большая часть материалов получена по Центральному Прибайкалью (о-в Ольхон, Приольхонье), где кора выветривания хорошо обнажена, а также на многих участках была разбурена скважинами и вскрыта шурфами и канавами при поисково-съёмочных и разведочных работах. Выветрелые архейские парапетоморфические и более молодые изверженные породы образуют вдоль западного берега острова естественные обнажения высотой до 70 м, в которых можно проследить и изучить как условия залегания, так и характер зональности, особенности минерального состава и строения коры выветривания, а также наложение на нее более поздних процессов.

Кора выветривания занимает значительное место среди геологических образований района, представленных в основном глубоко метаморфизованными породами, и выделяется рыхлым сложением и яркими пестрыми окрасками. Отличается она и от менее распространенных водноосадочных неогеновых отложений, сложенных однообразными зеленовато-серыми запесоченными монтмориллонитовыми глинами, часто с примесью карбонатного материала. В дополнение к полученным по Ольхону и Приольхонью материалам исследовали разрезы коры выветривания других участков; они обычно хуже обнажены, менее ярко выражены, однако хорошо сопоставляются с эталонными ольхонскими разрезами. Так, проведены наблюдения над корами выветривания юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна, полосы развития древних долин в гористой части Западного Прибайкалья (от истоков Ангары до мыса Елохин), юго-восточного побережья Байкала, Баргузинской впадины, Еловского отрога в Тункинской впадине и др.

На площади Ангаро-Ленского междуречья кора выветривания и перекрывающие ее отложения палеогена и неогена были изучены по большому числу глубоких колонковых скважин.

В пределах распространения трехчленного байкальского комплекса (синий) – в гористой части Западного Прибайкалья – было сделано несколько маршрутов-пересечений с целью поисков и изучения коры выветривания – к западу от мыса Елохин, в верховьях рек Лена и Большой Анай, в районе Сарминского месторождения фосфоритов, по рекам Анга, Бугульдейка и Куртун.

Ряд районов Иркутского угленосного бассейна (Тулунский, Бельский, Трошковский) посещали для ознакомления с нижнемезозойской корой выветривания и для выявления более молодых кор выветривания.

В юго-западном Прибайкалье кору выветривания гранитов и кайнозойских базальтов мы изучали в районе г. Слюдянка и в Тункинской впадине.

Наблюдался ряд обнажений и проявлений коры выветривания по материалам скважин в юго-восточном Прибайкалье (вблизи берега озера Байкал, в Оронгойской и Гусиноозерской впадинах). Для полноты представлений о коре выветривания посещали Кяхтинское месторождение силлиманитов, кора выветривания на котором была изучена ранее (Финько, 1960₂).

В процессе исследований автором был просмотрен керновый материал по 190 скважинам, описано более 100 обнажений коры выветривания на породах разного состава и возраста; в работе использованы результаты изучения 975 прозрачных и полированных шлифов; проинтерпретировано 60 рентгеноструктурных анализов, 132 термических, 65 полных химических, 220 спектральных; 31 образец анализировали методом пламенной фотометрии, ряд образцов — методом инфракрасной спектроскопии; сделаны определения объемного веса и пористости для 55 образцов из коры выветривания; для ряда образцов проводили гранулометрический анализ и выделяли мономинеральную фракцию. Все аналитические, а также картооформительские и фотоработы выполнены в соответствующих лабораториях ИГЕМ АН СССР под руководством и при участии Р.С. Яшиной, С.И. Берхин, Е.А. Саниной, В.Г. Хитрова, Г.О. Пилояна.

Работа выполнена в ИГЕМ АН СССР в отделе экзогенных рудных месторождений полезных ископаемых под руководством доктора геолого-минералогических наук профессора Д.Г. Сапожникова. Большую помощь в работе оказали старшие научные сотрудники ИГЕМ АН СССР А.П. Никитина, И.В. Витовская, И.З. Корин. Автор выражает всем глубокую благодарность.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания в Приольхонье и на о-ве Ольхон известны очень давно в связи с поисками в этом районе марганцевых и железорудных месторождений, которые проводились на основании повсеместной зараженности района рудной галькой. Однако, как генезис рудных месторождений, так и происхождение рудовмещающих рыхлых толщ разными исследователями объяснялись по-разному. С начала поисковых работ и до наших дней существуют две основные гипотезы: гидротермальная и выветривания. Гидротермальная была выдвинута на первых этапах поисковых работ (в 1922 г.) Б.Н. Артемьевым (Артемьев, 1926), А.А. Деминим (в 1930 г.), М.М. Лавровым (в 1934 г.), а в настоящее время поддерживается В.С. Малых (Малых, 1962; 1963).

К началу исследований района Б.Н. Артемьевым в Приольхонье и на Ольхоне имелись сведения о наличии многочисленных признаков железных и марганцевых руд; так, на р. Анга в первой половине XVIII в. действовал Ланинский завод, переплавлявший железные руды Кучулгинского месторождения, в конце XIX в. разрабатывались марганцевые руды Озерского месторождения для нужд Николаевских металлургических заводов. Кроме того, И.Д. Черским (Черский, 1880) в обнажениях северо-западного берега Ольхона были отмечены рыхлые каолинизированные продукты разрушения полевошпатовых и роговообманковых пород большой мощности.

Работами 1920-1921 гг. был проверен ряд новых заявок о наличии упомянутых руд. Исследования производили маршрутными работами с небольшим количеством неглубоких канав. Б.Н. Артемьев связывает образование вмещающих руд разрушенных пород и рудных тел с влиянием жильных гранитных интрузий на известняки путем контактового и разных форм поствулканического метаморфизма. Не исключает этот исследователь и воздействия экзогенных агентов (так, действием вадозных вод он объясняет изменение марганцевых минералов в пирролизит), но не придает им большого значения. Происхождение бурых железняков объясняет процессами метасоматоза в известняках.

В 1930 г. поисками марганцевых руд занимался А.А. Демин. Он отметил приуроченность марганцевых проявлений Кутула к полосе развития ярко окрашенных мягких глинистых пород с прослоями кварцитов и каолинизированных пегматитов. Изменение пород (каолинизация и пр.), как и генезис марганцевых руд, он объяснял воздействием термальных растворов. Наряду с описанием выветрелых пород, которые он считал

гидротермально измененными, отмечал широкое развитие карстовых явлений в районе. По его же описанию, марганцевая руда (как и вмещающие породы) не может быть отнесена к гидротермальным образованиям: она рыхлая, мягкая, порошокватая, черного и буро-черного цвета; по химическому анализу потери при прокаливании составляют 20%, т. е. сложена она гидроокислами марганца, образование которых для гидротермальных условий не характерно. Озерское месторождение марганца он связывал с карстовыми воронками в известняках.

М.М. Лавров по работам 1934 г. определяет генезис марганцевых месторождений как гидротермально-контактово-метасоматический, связанный с жильными гранитами.

Таким образом, первые исследователи Приольхонских месторождений марганца относили их к гидротермальному типу. Однако уже в вышедшем в 1931 г. "Кратком курсе рудных месторождений" М.А. Усовым (Усов, 1931) Ольхонские месторождения на Байкале отнесены к элювиально-метатетическому типу и отмечается приуроченность их к третичной коре выветривания силицитов и известняков, а также других пород, содержащих некоторое количество марганца. К такому же мнению пришел профессор Б.Л. Степанов, посетивший ольхонскую группу месторождений в 1932 г. Признаки глубокого химического выветривания отмечал здесь Н.С. Яковенко (в 1932 г.) и Л.Г. Котельников (Котельников, 1934). Л.Г. Котельников на примере Шаманского проявления на Ольхоне объясняет происхождение бурых железняков и марганцевых руд путем выветривания пирита и первичных минералов марганца, связывая их с пегматовидными гранитами.

Более детальные разведочные работы (канавные) на железо-марганцевых и марганцевых месторождениях были проведены в 1939-1940 гг. Г.И. Антиповым, который отнес их к месторождениям выветривания инфильтрационного типа. Он отметил приуроченность их к зонам разломов "байкальского" простирания. Вмещающие рудопроявления рыхлые породы Г.И. Антипов считал выветрелыми тектонитами. Первоисточник рудного материала не был выяснен (по-видимому, это известняки или кварциты). Кору выветривания он относил к современным образованиям.

А.Н. Чураков в 1941 г. пришел к выводу, что все месторождения образовались в небольших водоемах и карстовых воронках путем осаждения марганца и железа, вынесенных поверхностными водами из коры выветривания. "Тектониты" Антипова он считает элювиальными образованиями. Возраст элювия определяет как нижнетретичный или верхнемезозойский.

В.Т. Кадеш в 1941 г. среди известных месторождений выделил месторождения выветривания инфильтрационного типа (Петровское и Тумыр-башское) и месторождения выветривания карстового типа (Борсойское). Элювиальные образования были вскрыты до глубины 26 м.

Теории выветривания придерживался и М.И. Корольков, разведывавший Озерское месторождение марганца в 1942 г.

В послевоенные годы в Приольхонье поисково-разведочные и геологосъемочные работы с применением бурения проводились многими исследователями: В.Д. Мацем (1950, 1954), А.А. Мальшевым (1954),

А.Ф. Китайником и В.С. Ткалич (1956), Н.И. Шепетило и др. (1956), В.Ф. Донцовым и др. (1958), А.С. Кульчицким (1958), В.К. Шаталовым (1959), А.С. Минцис и Е.В. Шербаковой (1960), Т.С. Михайловой и Т.А. Поповой (1961), А.М. и Э.М. Рябых (1961), В.Г. Рыбаковым (1961), А.М. Рябых, А.С. Минцис и Э.М. Рябых (1965). Эти работы выявили широкое распространение коры выветривания в районе и ее значительную мощность.

Работами Еланцовской партии (Пуляевская, Шепетило, 1958; Филиппченко, 1958) на Озерском участке установлено месторождение фосфритов, близкое по генезису к марганцевым рудопроявлениям. В.Ф. Донцов в 1958 г. пришел к выводу, что большая часть рыхлых отложений Озерского участка является продуктами выветривания архейских и протерозойских кристаллических пород; он выделил три стадии изменения пород при выветривании; максимальная вскрытая мощность коры выветривания на участке составила 116 м. В.Ф. Донцов отметил большую закарстованность известняков участка; карстовые впадины глубиной до 40 м выполнены перестроженными продуктами коры выветривания.

Работами марганцевых партий и в значительной степени Ревизионной партией в 1961 г. установлен генезис марганцевого оруденения в районе и дана классификация рудопроявлений. Т.С. Михайлова и Т.А. Попова большинство рудопроявлений относят к рудопроявлениям выветривания (кроме них, выделяют рудопроявления сложного и неясного генезиса), среди которых различают рудопроявления, связанные с инфильтрацией в коренные породы, в карстовые полости, в зоны дробления и в остаточную кору выветривания, причем на одних и тех же рудопроявлениях наблюдаются разные виды инфильтрации. Для всех случаев характерно залегание руды в виде тел неправильной формы и уменьшение оруденения с глубиной.

В 1962 г. была опубликована статья В.С. Малых, в которой она вновь возвращается к представлениям о гидротермальной природе железомарганцевых образований района. В.С. Малых (Малых, 1962) считает, что все проявления бурых железняков и марганцевых руд в Приольхонье являются выветрелыми с поверхности (железные и марганцевые шляпы) сульфидными зонами.

Однако в Приольхонье часто встречаются руды смешанного (железомарганцевого) состава с различными соотношениями окислов железа и марганца, а иногда и фосфора в них; глубокое разведочное бурение на Озерском и других участках показало, что оруденение приурочено к приповерхностным частям, с глубиной обедняется и выклинивается, замещаясь выветрелыми силикатными породами; минеральный состав руды, присутствие в ней отдельных участков, сложенных выветрелыми силикатными породами, комплекс минералов, свойственный коре выветривания, частая связь марганца с инфильтрационным нонтронитом, метасоматический характер замещения вмещающих выветрелых пород рудами говорят об инфильтрационном происхождении руд.

Таким образом, нельзя все Ольхонские проявления марганца и железа относить к зонам окисления; накопления в последних окисленных руд в описываемом районе представляют редкие локальные образования и имеют

минералогический интерес. Основная масса рудопоявлений образована путем инфильтрации.

Несмотря на значительный объем буровых и других работ, специального исследования коры выветривания в Прибайкалье не проводилось, изучению ее внимания не уделялось, полезные ископаемые рассматривались в отрыве от коры выветривания. В последние годы стали появляться публикации, в которых дано более ясное описание коры выветривания этого района, высказываются соображения о строении ее, предположения о ее возрасте (Ламакин, 1960, 1966; Бессолицын, 1963; Бессолицын, Файнштейн, 1963; Логачев, Ломоносова, Климанова, 1964; Павловский и Ескин, 1964; Флоренсов, 1964; Рыбаков, 1964; Домбровская, 1967₁; Чекин, 1968₁). Некоторые статьи посвящены описанию минеральных образований в коре выветривания (Соколова, Казанский, 1965; Волколаков, Хлыстов, 1967; Домбровская, 1967₂, 1968; Чекин, 1968₂).

К северо-западу от Приольхонья коры выветривания известны для полосы развития пород байкальского трехчленного комплекса от устья р. Голоустная до верховьев р. Лены. Фрагменты коры выветривания наблюдались В.Д. Мацем (1956, 1960) в верховьях рек Большой Анай, Чанчур, Правая и Левая Иликта, А.К. Бабкиным (1959, 1961, 1964) в районе Сарминского месторождения фосфоритов и на Харгинском месторождении кварцевых песков Я.Я. Яржемским (Яржемский, 1937), М.С. Бабковой (Бабкова, 1958), В.С. Аносовым и Ф.В. Никольским (1960), Т.А. Дольник (1953) и др.

В южном и восточном Прибайкалье коры выветривания стали известны по работам Г.Б. Пальшина (Пальшин, 1955), Н.А. Флоренсова (Флоренсов, 1960, 1964), В.В. Ламакина (Ламакин, 1954, 1960, 1965, 1966), Н.А. Логачева (Логачев, 1958) и других исследователей.

Из работ по корам выветривания смежных областей необходимо отметить статью Э.И. Равского (Равский, 1959), рассматривающую описываемые образования для юга Сибирской платформы, работы С.Г. Мирчинк (Мирчинк, 1955, 1959, 1967) по Витимскому плоскогорью и Забайкалью. Кроме того, А.С. Ендрихинским (Ендрихинский, 1967) коры выветривания включены в стратиграфическую схему кайнозойских отложений Витимского плоскогорья, а для Еравнинского района подробнее описаны В.П. Приходько (Приходько, 1967). В Забайкалье на некоторых участках кора выветривания описана Г.Ф. Уфимцевым (Уфимцев, 1967).

Приведенный перечень не исчерпывает всех работ, касающихся вопросов, связанных с изучением кор выветривания Прибайкалья.

Наши работы по изучению коры выветривания в Прибайкалье были начаты в связи с выяснением перспектив бокситоносности третичных отложений Западного Прибайкалья в Иркутском геологическом управлении в 1959 г. под руководством Е.П. Бессолицына, а с 1965 г. продолжают в экогенном отделе ИГЕМ АН СССР под руководством профессора Д.Г. Сапожникове.

Как видно из приведенного литературного обзора, к началу наших работ (к 1959 г.) было известно (в основном по рукописным материалам), что в Прибайкалье распространена кора выветривания, представленная

рыхлыми яркими каолинизированными и серицитизированными образованиями, мощность которых достигает нескольких десятков метров и с которыми связаны рудопроявления железа, марганца и фосфоритов.

На первом этапе исследований было проведено общее изучение коры выветривания, условий залегания, областей распространения, общих черт строения; большое внимание было уделено изучению третичных отложений, перекрывающих коры выветривания и сложенных преимущественно продуктами переотложения выветрелых пород. Условия залегания и распространенность коры выветривания рассматриваются в связи с неотектонической историей района и в зависимости от нее.

Дальнейшие работы позволили детально изучить особенности строения коры выветривания на различных породах, зональность, минеральные образования коры выветривания, вещественный состав и полезные ископаемые, связанные с корами выветривания (Домбровская, 1967₂, 1968). Впервые для Прибайкалья был изучен профиль выветривания ультраосновных пород, выяснилось широкое развитие в нем гипергенного серпентина (сунгулита); отмечены проявления вермикулита и магнезита, которые могут оказаться полезными ископаемыми. Большое внимание было уделено изучению инфильтрационных и других наложенных на коры выветривания процессов более позднего гипергенеза, ранее не отмечавшихся в районе.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА

В настоящее время Прибайкалье представляет собой гористую область, сложенную докембрийскими метаморфическими и изверженными образованиями, собранными в линейные складки северо-восточного простирания. На этом складчатом кристаллическом фундаменте небольшими участками развиты впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими континентальными отложениями (за исключением собственно Байкальских и Косогольской впадин, которые продолжают свое развитие и на значительной площади покрыты водами озер). Таких впадин в Прибайкалье насчитывается больше ста (Флоренсов, 1960). За исключением этих участков на большей части территории докембрийский фундамент выходит на поверхность. Фундамент по современным представлениям (Салоп, 1967) складывается архейскими, протерозойскими и кембрийскими образованиями. Во впадинах выделены юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

СТРАТИГРАФИЯ

Архейские образования. Породы, относимые в настоящее время к архею, распространены во многих местах Прибайкалья. Они слагают западное побережье Байкала юго-восточнее Приморского разлома, о-в Ольхон, п-ов Святой Нос, Ушканы острова, юго-восточное побережье и значительную часть хребта Хамар-Дабан.

Общей схемы стратиграфии архея для всего Прибайкалья пока нет; на разных участках выделяют отдельные серии, плохо увязанные одна с другой. Так, архей центральной части Западного Прибайкалья известен под названием ольхонской серии, архей южного Прибайкалья — под названием шарьжалгайской и слюдянской серий, среди архея восточного побережья выделяют таланчинскую и святоносскую серии и т.д. Однако в последние годы работами Е.В. Павловского и А.С. Ескина (Павловский, Ескин, 1964; Ескин, 1965) установлено большое сходство в строении архея западного и восточного побережья, в связи с чем для всего этого района древнейшие породы предложено называть ольхонской серией. Этими же исследователями установлена суммарная мощность архея ольхонской серии — она составляет 2300 м (Ескин, 1965).

Архейские толщи Прибайкалья сложены глубоко метаморфизованными образованиями, в составе которых наиболее распространены породы двух свит — гнейсово-сланцево-амфиболитовой (верхняя) и мраморно-кварцитовой (нижняя). Магматогенные образования архейского возраста представлены послойными телами гнейсовидных гранитов и мигматитов. Кроме того, архейские образования прорваны более молодыми разновозрастными интрузиями гранитоидов и габброидов. Метаморфический комплекс архей смят в линейные складки северо-восточного простирания. Складкообразование было одноактным. А.С. Ескин (Ескин, 1965) выделяет следующие главные структурные элементы в области распространения пород ольхонской серии (с запада на восток): Шибеть-Хобойский антиклинорий (западный берег Байкала и часть о-ва Ольхон), Ташкай-Ургентейский синклиний (восточная часть Ольхона и большая часть Приольхонья), Нудгей-Будухтинский антиклинорий (прибрежная часть Приольхонья)¹; вдоль Малого моря условно выделен Маломорский синклиний, на восточном берегу Байкала — Таланчанский синклиний, Баргузин-Курбуликский антиклинорий, Святоносский синклиний, Черемшанский антиклинорий, Чивьркуйский синклиний.

Протерозойские отложения распространены в Прибайкалье более широко, чем архейские, и обычно более удалены от осевой части Байкальской впадины, которая слагается архейскими породами. Полоса развития протерозойских пород прослеживается вдоль всего западного побережья озера Байкал, вдоль предгорий в Восточном Саяне; они слагают значительную часть хребта Хамар-Дабан, встречаются в северном Прибайкалье и Витимском плоскогорье; на восточном берегу Байкала протерозойские отложения выделены отдельными небольшими участками среди магматических образований.

Общая стратиграфическая схема для протерозоя региона, так же как и для архея, отсутствует. Условно породы протерозойского возраста объединяют в три комплекса (отдела): нижний, средний и верхний. По М.Л. Лурье и С.В. Обручеву (Лурье, Обручев, 1950), для Восточного Саяна и Хамар-Дабана характерен следующий разрез.

Нижний протерозой представлен кристаллическими известняками, доломитами и филлитами; мощность 6000–7000 м, распространен главным образом в хребте Хамар-Дабан и в Северном Прибайкалье.

Средний протерозой — известняки и доломиты мощностью несколько тысяч метров. В Северном Прибайкалье к нему отнесена акитканская серия, сложенная порфиритами, туфами, песчаниками и конгломератами.

Верхний протерозой сложен углистыми и глинистыми сланцами и филлитами, мощность которых достигает 3500 м; в Западном Прибайкалье известен под названием байкальского комплекса, сложенного тремя свитами (снизу вверх): голоустенской (доломиты, кварциты и филли-

¹Приольхоньем называют участок, расположенный на юго-западном продолжении о-ва Ольхон, отделенный от него проливом Ольхонские Ворота, и ограниченный с северо-запада Приморским разломом, а с юго-востока озером Байкал.

ты), улунтуйской (известняки, сланцы) и качергатской (песчаники, сланцы, аргиллиты).

Протерозойские отложения метаморфизованы в разной степени, участками до гнейсовой стадии, смяты в складки (северо-восточного простирания в Прибайкалье) и прорваны разнообразными интрузиями (от кислых до ультраосновных). Нижнепротерозойские эффузивы в Восточном Саяне и Хамар-Дабане метаморфически преобразованы в зеленые сланцы.

Палеозой. Из палеозойских отложений в непосредственной близости от Байкальской впадины известны только нижнекембрийские. В Западном Прибайкалье на Ангаро-Байкальском водоразделе нижнекембрийские отложения слагаются двумя свитами алданского яруса (Павловский и Фролова, 1955) (снизу вверх): ушаковской, представленной граувакковыми сероцветными песчаниками, и мотской, представленной красноцветными алевролитами, аргиллитами, известняками и доломитами. Этими же отложениями сложен фундамент Иркутской впадины (Писарчик, 1960).

В Восточном Прибайкалье (Бургузино-Витимский район) к нижнему кембрию относится бурундинская свита мощностью 1300 м (Павловский и др., 1954), сложенная сланцами, песчаниками, конгломератами и известняками; на Витимском плоскогорье - химгильдинская свита мощностью 2000-2500 м, сложенная песчаниками и кремнисто-карбонатными сланцами, и ольдундинская свита мощностью 2900-3100 м, образованная известняками, туфами, глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами и песчаниками (Беличенко и др., 1962).

Палеозойские отложения слабо метаморфизованы, собраны в складки, мощность их, по сравнению с протерозойскими отложениями, мала, что говорит о затухании геосинклинального цикла развития в Прибайкалье. Магматические породы палеозойского возраста, среди которых преобладают разности граносиенитового ряда, широко распространены в южных районах Сибири - Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Селенгинской Даурии.

Мезозой. Как было отмечено, мезозойские отложения в Прибайкалье являются континентальными и распространены на отдельных небольших участках домезозойского фундамента - во впадинах. При этом осадочные отложения нижнего мезозоя (триас, нижняя юра) не известны, за исключением вулканогенной серии. В Западном Прибайкалье (юго-восточное крыло Иркутского угленосного бассейна) мезозойские отложения представлены озерно-болотными и аллювиальными образованиями среднего и верхнего отделов юры. Отложения, сложенные песчаниками, алевролитами и аргиллитами, являются угленосными. Средняя мощность отложений 400-500 м. В Иркутской впадине среди юрских отложений выделяют три свиты: заларинскую, черемховскую (с промышленными пластами угля) и присаянскую (Деев, 1962). Особую, байкальскую, фацию, представленную мощной толщей конгломератов, образуют юрские отложения в юго-западной части Байкала. К юрскому возрасту относят мощные аллювиальные отложения в юго-восточной части Селенгинской дельты.

Более широко мезозойские отложения распространены во впадинах Восточного Прибайкалья (впадины забайкальского типа по Флоренсову, 1960); здесь возраст их датируется верхней юрой - нижним мелом.

Отложения осадочно-вулканогенные, угленосные, мощность до тысячи метров. Средне-верхнеюрские угленосные отложения объединяют в тугнуйскую серию, верхнеюрские - нижнемеловые - в гусиноозерскую, а эффузивно-туфогенная толща, мощность которой достигает 1000-2500 м, известна под названием вулканогенной серии. Последняя формировалась, по-видимому, с верхнего палеозоя в течение всего триаса и юры (Нагибина, 1951). Мезозойские отложения значительно дислоцированы, в Южном Прибайкалье прорваны малыми интрузивными телами граносиенитового состава. С гранитоидами верхнемезозойского возраста в Восточном Прибайкалье и Забайкалье связаны многочисленные месторождения полиметаллов, золота, молибдена, вольфрама, флюорита и других полезных ископаемых.

Кайнозойские отложения в Прибайкалье развиты, по-видимому, не менее широко, чем мезозойские, и встречаются также небольшими участками, во впадинах. При этом кайнозойские отложения могут самостоятельно выполнять впадины (впадины байкальского типа по Флоренсову, 1960), залегая на кристаллическом домезозойском фундаменте (Тункинской впадина), и встречаются в мезозойских впадинах (забайкальского типа), которые испытали перестройку в кайнозойский этап (Южно-Байкальская, Еравнинская и др.).

Среди кайнозойских отложений Прибайкалья известны палеогеновые, неогеновые, эоплейстоценовые и четвертичные образования.

Палеогеновые отложения на основании данных спорово-пыльцевого анализа стали выделять сравнительно недавно. Так, в 1961-1962 гг. они открыты в юго-восточном крыле Иркутской впадины и описаны Н.А. Логачевым (Логачев и др., 1964) под названием каменной свиты; на Витимском плоскогорье описаны В.Г. Беличенко с соавторами (Беличенко и др., 1962), а затем А. С. Ендрихинским (Ендрихинский, 1967) под названием мухейской свиты. Эти отложения на основании спорово-пыльцевых данных относят к верхнему палеогену (олигоцену). Мощность свиты в Западном Прибайкалье 100 м, на Витимском плоскогорье 150-200 м. Свита представлена каолиновыми глинами, кварцевыми песками и лигнитами; отложения рыхлые. Н.А. Логачев (Логачев и др., 1964) полагает, что к верхам палеогена следует относить также нижнюю часть отложений, развитых во впадинах байкальского типа, в частности в Южно-Байкальской впадине в районе Танхой и в дельте р. Селенга.

Неогеновые (миоцен - нижний плиоцен) отложения распространены более широко, чем палеогеновые, и известны в Прибайкалье относительно давно; на юго-восточном берегу Байкала они были обнаружены И.Д. Черским (Черский, 1886), позднее в дельте р. Селенга и в Тункинской впадине описаны Г.Е. Рябухиным (Рябухин, 1935) и Г.Б. Пальшиным (Пальшин, 1955), в Баргузинской впадине - В.В. Ламакиным (Ламакин, 1954), на Ангаро-Ленском междуречье - Е.В. Павловским и Н.В. Фроловой в 1939 г. Мощность неогеновых отложений в дельте р. Селенга более 2000 м, в других впадинах меньшая, но составляет несколько сотен метров.

В Западном Прибайкалье неогеновые отложения известны под названием баяндаевской и халагайской свит, мощность их 150–200 м, представлены озерными зеленоцветными песчано-глинистыми отложениями, в нижней части угленосными, на некоторых участках карбонатными (Логачев и др., 1964).

На юго-восточном побережье Байкала неогеновые отложения объединены в танхойскую свиту, мощность которой 1500–2000 м; свита сложена песчано-глинистыми угленосными отложениями. Подобными же осадками выполнены Тункинская, Баргузинская и некоторые впадины Забайкалья.

Стратиграфически выше зеленоцветной или сероцветной формации миоцена – нижнего плиоцена Н.А. Логачев (Логачев и др., 1964) выделяет красноцветную формацию нижнего эоплейстоцена (соответствует верхнему плиоцену), ранее описанную для впадин байкальского типа (Логачев, Абрамова, 1958) под названием "охристой" свиты. Эти отложения преимущественно грубозернистые, обломочные (конгломераты, брекчии, песчаники) и в значительной степени насыщены гидроокислами железа. Красноцветы распространены в Тункинской, Мондийской, Торской, Быстринской впадинах, во впадинах Витимского плоскогорья, Западного Прибайкалья, в Селенгинской Даурии. Мощность формации до 500 м. Содержит гиппарионовую фауну.

Для красноцветов Прибайкалья характерны господство субаэральные генетических типов, неяснослойные текстуры, большая насыщенность диагенетическими стяжениями. В Приольхонье и на Ангаро-Ленском участке стяжения являются железо-марганцевыми, а в Западном Забайкалье – карбонатными.

Выше красноцветных отложений эоплейстоцена в Тункинской впадине и ряде других мест залегает верхнекайнозойская туфогенно-осадочная свита (Флоренсов, 1960; Белов, 1959), в которой среди песчано-глинистых отложений примерно одну треть составляют туфы и покровы базальтов мощностью более 150 м.

Четвертичные отложения в Прибайкалье распространены повсеместно; обычно они маломощны, но в некоторых впадинах достигают 500 м и более. Среди четвертичных отложений выделяют озерные, аллювиальные, элювиально-делювиальные и ледниковые. С.С. Воскресенский (1959) делит четвертичную историю на следующие этапы: 1) доледниковая эпоха, Q_1 ; 2) первое оледенение, Q_2 ; 3) межледниковая эпоха, Q_3^1 ; 4) второе оледенение, Q_3^{2-4} , состоящее из трех стадий; 5) современная эпоха, Q_4 . Эта схема тесно связана с ранее выработанными схемами В.А. Обручева (1938), И.В. Арембовского (1958), Н.И. Соколова (1957) и др.

Во впадинах байкальского типа широко распространены плейстоценовые пески мощностью до 500 м, стратиграфически выше залегают моренные отложения, представленные большей частью песками и галечниками мощностью до 200 м. К межледниковой эпохе относится перестройка речной сети и начало формирования современной. Общий подъем местности, наблюдающийся на протяжении всего четвертичного периода, привел к широкому формированию озерных и речных террасовых отло-

жений. Голоценовые отложения представлены аллювием крупных рек - Иркута, Селенги, Баргузина - и озерно-болотными отложениями - илами и торфяниками. В платформенной части Прибайкалья в районе Ангары Э.И. Равский (1960) четвертичные отложения расчленяет следующим образом:

Эоплейстоцен - средний - аллювиальные отложения VII (70-80 м) террасы; верхний - аллювиальные отложения VI (60-65 м) и V (40-45 м) террас.

Плейстоцен - нижний - аллювиальные отложения IV (30-35 м) террасы; средний - аллювиальные отложения III (20-25 м) террасы; верхний - аллювиальные отложения II (14-17 м) и I террас.

Голоцен - аллювий низкой поймы русла, современная почва с остатками неолита, торфяники.

На Ангаро-Ленском междуречье среди отложений эоплейстоцена Н.А. Логачев и соавторы (1964) выделяют манзурский аллювий (нижний комплекс) и ангинский аллювий (верхний комплекс).

Манзурский аллювий представляет собой многократное переслаивание песков и галечников; слоистость наблюдается как параллельная, так и косая. Пески содержат примерно одинаковое количество кварца и полевого шпата. Мощность комплекса 120-150 м.

Ангинский аллювий сложен косо- и горизонтальнослоистыми песками темно-серого цвета с богатой фауной млекопитающих и спорово-пыльцевыми комплексами. Иногда аллювий является цоколем террас высотой 15-17, 20-25 и 30-35 м. Мощность ангинского аллювия несколько десятков метров.

К плейстоцену в этом районе также относят аллювиальные отложения террас 30-35 м и ниже (Логачев и др., 1964).

224

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ

На территории Прибайкалья неоднократно существовали условия, благоприятные для развития мощных кор химического выветривания. Но коры выветривания не всегда сохранились и на данной стадии изученности региона не везде выявлены; однако в настоящее время установлены, чаще по продуктам переотложения, признаки разновозрастных кор выветривания (Бессолицын, 1963).

Лучше других изучена нижнемезозойская кора в центральной части Иркутского угольного бассейна в районе крупных каолиновых месторождений: Трошковского, Бельского и др. Домезозойский фундамент Иркутского бассейна сложен мергелисто-сланцевыми и карбонатными породами кембрия, а в северо-западной части - сибирскими траппами триасового возраста. Во многих местах домезозойского фундамента под прикрытием ниже-среднеюрских отложений встречены породы, в которых глинистая часть представлена каолинитом. Е.П. Бессолицын (1963) среди этой контактной пачки выделяет остаточную кору выветривания и продукты переотложения. И.И. Гинзбург, редактировавший сборник "Кора выветривания", вып. 5, в котором помещена статья Е.П. Бессо-

личина, высказывал сомнение в остаточной природе каолинов и брекчий, отнесенных автором к коре выветривания. Г.Х. Файнштейн и М.Н. Виниченко в 1964 г. предложили выделить в низах юрской толщи трошковскую свиту, сложенную продуктами выветривания (остаточными и перетолженными); им возразили в печати В.А. Панаев, Т.Т. Могулева и другие (1967), отстаивая неправомерность выделения свиты ввиду локального и реликтового распространения выделенных образований, а также частото смещения их с осадками заларинской и черемховской свит. Они считают, что брекчии, аргиллиты, алевролиты и кварцевые песчаники являются не осадками доюрского пенеппена, как выделено у Г.Х. Файнштейна и М.Н. Виниченко, а делювиальными, озерными и аллювиальными отложениями, сформированными на водоразделах, их склонах и в обособленных впадинах в начальные этапы юрского осадконакопления. Некоторые авторы (Ильяхина и др., 1967) выделяют в низах юрского разреза элювиально-делювиальный комплекс, представленный кремнистой и кремнисто-карбонатной брекчией и неотсортированными кварцевыми песчаниками. Мощности таких образований обычно небольшая (до 20 м).

Значительно большей мощности (до 400-500 м) продукты гипергенного изменения на кембрийских породах описаны у Я.К. Писарчик (1960). Изменения заключаются в полной десульфатизации отложений, частичном их раздоломчивании и интенсивной кальцитизации вплоть до образования вторичных известняков, а также в выщелачивании пород и сильном их брекчировании. Однако она считает, что образование этой своеобразной "шляпы" происходило под влиянием подземных вод на протяжении всей посленижнепалеозойской истории, включая современный этап.

В северо-западной части Иркутского угленосного бассейна известна кора выветривания на трапах. С.С. Чекин (1968) выделяет в этой коре 2 зоны (снизу вверх): зону частичной и зону полной монтмориллонитизации. Видимая мощность выветрелых пород около 20 м.

В мезозойских впадинах Прибайкалья в базальных горизонтах мезозоя некоторыми исследователями (Тайсаев, 1963; Елеева, Максимов, 1968; и др.) отмечаются признаки выветривания на кристаллических породах домезозойского фундамента. В этих же разрезах обычно описывается более мощная послекюрская кора выветривания.

Как видно из приведенных примеров, среди продуктов предюрского выветривания остаточная кора выветривания встречается редко, она имеет незначительную мощность (до 20 м) и представлена нижними зонами профиля выветривания. Более распространены в низах мезозойского разреза перетолженные продукты выветривания; в наиболее типичных случаях они представлены каолиновыми аргиллитами (Бельское месторождение), мощность залежей до 20 м. Е.П. Бессолицын (1963), как и многие другие исследователи Иркутского угленосного бассейна, рассматривал каолиновые залежи как продукты перетолжения коры выветривания кембрийских карбонатных пород. С.С. Чекиным (1968) высказано предположение, что каолиновые залежи генетически связаны с корой выветривания кембрийских карбонатных пород. Единственным для них была кора выветривания алюмосиликатных пород, возможно, существовавшая на территории Восточного Саяна".



Метаморфизованные продукты выветривания докембрийского возраста описаны Е.П. Бессолицыным (1963) в Прибайкалье (харгитуйская свита) и Присаянье (бирюсинская толща): это протерозойские хлоритоидные и дистен-хлоритоидные сланцы, залегающие среди кварцитовидных песчаников и кварцитов.

Поисково-съёмочными работами в отложениях верхнего протерозоя (синий) от мыса Елохина на Северном Байкале до р. Иркут в Присаянье (более 400 км) выявлен пестроцветный горизонт, представленный железисто-каолиновыми породами. В Прибайкалье он залегает на голоустенской свите и перекрывается породами улунтуйской свиты протерозоя, в Присаянье — на шарьжалгайской толще архея в основании олхинской свиты. Пестроцветный горизонт имеет мощность в пределах первых десятков метров и представлен продуктами выветривания. На некоторых участках породы горизонта разрыхлены, по-видимому, в результате наложения более позднего выветривания.

В верхнепротерозойских отложениях Прибайкалья, кроме названной предулунтуйской коры выветривания, можно предполагать еще предголоустенскую кору выветривания (Бессолицын, Файнштейн, 1963), так как эта свита сложена мощными слоями кварцитов и кварцитовидных песчаников.

Непосредственно перед отложением кембрийских пород, по-видимому, была развита латеритная кора выветривания (Бессолицын, Файнштейн, 1963). В Присаянье в это время образовалось Боксонское месторождение бокситов.

Своеобразная кора выветривания в виде брекчиевидных и конгломератовидных пород, залегающих на габброидах и гипербазитах в основании перекрывающих ее конгломератов нижнего кембрия, описана для Довыренской интрузии в северо-восточном Прибайкалье (Васьковский, Мануйлова, 1963) и для других участков Прибайкалья.

Среди палеозойских отложений неизвестно достоверно установленных кор выветривания. Каолиновые продукты переотложения обнаружены в нижних частях тушамской свиты нижнего карбона (Бессолицын, 1963).

Более широко распространена, хотя изучена меньше, чем нижнепалеозойская, кора выветривания палеогенового возраста. Она более или менее подробно описана во многих работах; на некоторых из них мы остановились выше, в обзоре изученности коры выветривания. Особое место среди этих работ занимает монография Н.А. Логачева с соавторами "Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра", вышедшая в 1964 г. В ней специальный раздел посвящен описанию условий залегания и состава мел-палеогеновой коры выветривания юга Сибирской платформы и Саяно-Байкальского нагорья. Эта работа является первым, хотя и кратким ввиду иных задач, региональным обзором по корам выветривания кайнозоя в Прибайкалье.

Кроме мел-палеогеновой пестроцветной коры выветривания, Н.А. Логачев (Логачев и др., 1964) отмечает признаки верхнетретичной красноцветной коры выветривания, проявившиеся в широком образовании красноцветной формации нижнего эоплейстоцена. В отличие от пород зеленоцветной формации миоцена — нижнего плиоцена, в которых трехвалентное железо входит в состав глинистых минералов монтморилло-

нитовой группы, породы красноцветной формации частично содержат гидроокислы железа в свободной форме, что и обуславливает окраску пород. В Прибайкалье (Приольхонье, Ангаро-Ленский район) красноцветы содержат большое количество диагенетических стяжений окислов железа и марганца. На основании этих и некоторых других особенностей описываемых отложений Н.А. Логачев рассматривает их как продукты переотложения особого, "железистого" типа выветривания. Однако примеров коры выветривания, предшествующей красноцветным отложениям, не описано ни у Н.А. Логачева, ни у других авторов за редким исключением. Остатки древней красноцветной коры выветривания отметила С.Г. Мирчинк (1961) в бассейне р. Витим под красноцветными аллювиальными отложениями, но они могут оказаться более древними. А.С. Ендрихинский (1967) на Витимском плоскогорье, кроме эоценовой коры выветривания, выделил кору выветривания на базальтах мощностью 5-7 м под красноцветными отложениями эоплейстоцена.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В Прибайкалье Л.И. Салоп (Салоп, 1967) выделяет 8 структурных ярусов: архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский, верхнепротерозойский, ниже-среднекембрийский, верхнекембрийский-ордовикский, мезозойский и кайнозойский. Мы остановимся на кратком описании кайнозойского структурного яруса, так как с ним непосредственно связаны формирование и сохранность изучаемой коры выветривания ввиду проявления в кайнозое интенсивных неотектонических движений, приведших к образованию Байкала и впадин байкальского типа.

Л.И. Салоп на территории Байкальской горной области выделяет следующие структурные элементы первого порядка (фиг. 1): 1) Сибирская мезо-кайнозойская "платформа"; 2) Саяно-Становое мезозойское сводовое поднятие; 3) Алданская зона мезозойских глыбовых дислокаций; 4) Витимо-Селенгинская зона мезозойских глубинных складок большого радиуса кривизны; 5) Байкальское неоген-четвертичное сводовое поднятие. Рассмотрим, как проявились неотектонические движения в различных структурных зонах.

Сибирская мезо-кайнозойская платформа характеризуется очень слабым проявлением неотектонических движений. Более интенсивному тектоническому воздействию в кайнозое подверглась Витимо-Селенгинская зона; неотектонические процессы здесь проявились в общем поднятии района, небольшом углублении мезозойских впадин и оживлении разломов, по которым изливались на поверхность лавы. Байкальское сводовое поднятие в кайнозое развивалось на месте части мезозойского Саяно-Станового поднятия, реликты которого сохранились только в периферических частях вне зоны интенсивных неотектонических движений (фиг. 1).

В процессе формирования Байкальского сводового поднятия возникли высокогорная страна и серия глубоких впадин, вытянутых вдоль оси сводового поднятия. Крупнейшей из них является Байкальская. На происхождение Байкальской впадины существовало две точки зрения. Пер-

вая (П.С. Паллас, А.Л. Чекановский, В.А. Обручев, М.М. Тетяев и др.) отстаивала ведущую роль в тектонике Прибайкалья разломов, вторая (И.Д. Черский и др.) — пластических деформаций. В настоящее время доказано участие в структуре Прибайкалья и пластических деформаций и разломов (Флоренсов, 1960; Ламакин, 1968; Замараев, 1967; Сапог, 1967). Первоначально впадины развивались как плавные прогибы, впоследствии они были осложнены разломами.

Кайнозойские впадины, связанные генетически с Байкальской впадиной и имеющие с нею ряд общих черт, принято называть впадинами байкальского типа (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960). В отличие от них Н.А. Флоренсов (1960) выделяет еще впадины забайкальского типа (мезозойские).

Впадины байкальского типа характеризуются большой глубиной, горным обрамлением, асимметричным строением, линейностью. Чаше они развиты на домезозойском фундаменте, но иногда наложены на мезозойские структуры; однако это наложение бывает резко выражено. Кайнозойские впадины имеют в плане вытянутую (линейную) форму; северо-западный или северный борт обычно очень крут, и ось впадины приближена к нему; противоположный же склон впадины пологий и более удален от оси, что создает асимметричное строение; часто вдоль северного или северо-западного борта впадины проходит крупный разлом. Горное обрамление крутое и высокое, склоны резко переходят в днища. Кайнозойские впадины приурочены к юго-восточному окончанию Сибирской платформы. К впадинам байкальского типа Н.А. Флоренсов (1960) относит собственно Байкальские (Северную и Южную), Баргузинскую, Чарскую, Муйскую, Мондинскую, Тункинскую, Торскую, Максимихинскую, Котокельскую, Верхне-Ангарскую и др. Приурочиваясь к окраинной зоне платформы, кайнозойские впадины часто лежат внутри областей распространения мезозойских впадин, которые к востоку от Байкала занимают обширные пространства.

Между мезозойским и кайнозойским этапами формирования впадин в верхнем мелу и палеогене была эпоха относительного тектонического покоя, существовал пенеплен. В западном Прибайкалье пенеплен имеет сложноволнистую поверхность. На фоне общего плавного изгиба отчетливо проявляются более крутые изгибы второго порядка, которые являются отражением складчатого характера кристаллического фундамента, несколько сглаженного денудацией. Впадины байкальского типа приурочены к прогибам фундамента, усиленным и осложненным разломами.

Особенностью впадин списываемого типа является наличие внутри-впадинных перемычек (фиг. 1), образованных поднятиями фундамента, которые часто переходят в ограничивающие впадину горы. Перемычки по отношению к простиранию впадины обычно образуют острые углы, являются диагональными (поперечно-диагональные, по терминологии Н.А. Флоренсова). Мощности осадочных отложений на перемычках уменьшаются в несколько раз. Гористыми диагональными перемычками иногда разделяются не только отдельные части впадин, но и самостоятельные впадины; так, Тункинская впадина отделена от Косогольской и Южно-Забайкальской. Кроме перемычек, соединяющих противоположные борта,

в некоторых впадинах встречаются изолированные поднятия фундамента кристаллических пород, как подземные, скрытые осадочным покровом, так и выходящие на поверхность и образующие во впадинах возвышенности. В большинстве случаев выступы фундамента имеют тектоническое происхождение.

Наиболее крупно и ярко выражена перемычка, разделяющая Байкальскую впадину на Южную и Северную. Она образована Приольхонским "клином" (расположенным южнее острова, между Приморским разломом и береговым сбросом), о-вом Ольхон, Ушканьими островами и северо-восточнее имеет подводное продолжение. Тункинская впадина разделена перемычками на пять частей; крупнейшие из перемычек — Еловский и Ниловский отроги. Несколько перемычек известно в Баргузинской впадине (Алгинский отрог и т.д.). Считается (Флоренсов, 1960), что перемычки развивались одновременно с разделяемыми ими соседними впадинами.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ
И ВОЗРАСТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

В геологическом строении Прибайкалья принимают участие разнообразные по возрасту и степени метаморфизма породы от осадочных континентальных образований неогена, палеогена и юры до глубоко метаморфизованных комплексов архея. На последовательно сменяющихся друг друга к западу и востоку от озера Байкал породах архея, протерозоя, кембрия, юры, мела и, возможно, нижнего палеогена установлена кора выветривания (фиг. 1). На Ангаро-Ленском междуречье и Витимском плоскогорье кора выветривания юрских пород перекрыта олигоценowymi отложениями (каменская и мухейская свиты). На некоторых других участках (в Приольхонье, на острове Ольхон, в Тункинской, Баргузинской и других впадинах) она сохранилась под покровом неогеновых отложений. В большинстве же случаев выветрелые породы выходят на поверхность или перекрыты небольшим слоем четвертичных образований.

Кора выветривания является добайкальской, т. е. образована до начала проявления интенсивных неотектонических движений. Последние оказали большое влияние на степень сохранности продуктов выветривания. В настоящее время в Прибайкалье сохранились реликты в прошлом мощной площадной гумидной коры выветривания. Наибольшее количество таких реликтов выявлено в пределах Байкальского сводового поднятия (фиг. 1). Кора выветривания сохранилась здесь, по-видимому, ввиду глыбового строения этого поднятия в опущенных блоках. К западу и востоку от Байкальского свода превалировало равномерное поднятие территорий, которое обеспечивало одинаковый эрозионный срез и повсеместный смыв продуктов выветривания.

Второй причиной более широкого распространения коры выветривания в Байкальской горной области служило, по-видимому, образование более мощных кор выветривания в районе сводового поднятия. По современным представлениям (Разумова и др., 1963), образование мощных кор выветривания невозможно в условиях идеального пенеплена, где высокое стояние уровня грунтовых вод будет препятствовать развитию процесса выветривания на глубину. Таким образом, в описываемом районе наилучшие условия для выветривания существовали на площади свода, который был приподнят относительно соседних территорий, имел несколько расчлененный рельеф и высокую степень раздробленности пород, что обеспечивало более низкое стояние уровня грунтовых

вод, лучшую промываемость пород и образование более мощных кор выветривания.

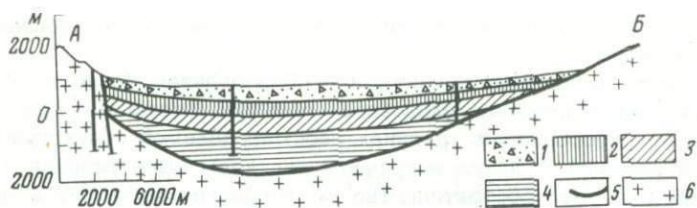
Этими двумя основными причинами — образованием более мощной коры выветривания в пределах сводового поднятия и возможностью сохранения ее в грабенообразных впадинах рассматриваемой структурной зоны — мы объясняем большую встречаемость коры выветривания в ближнем Прибайкалье. Это обстоятельство не исключает того, что к западу и к востоку в тех или иных благоприятных условиях могли сохраниться участки одноэрастной коры выветривания. Такие участки в Забайкалье известны на Кяхтинском месторождении силлиманита, на Мухор-Талинском месторождении перлита, на Еравнинских железорудных проявлениях; кроме того, известны зоны окисления на многочисленных полиметаллических и редкометалльных месторождениях (Александров, 1960; Дружинин, 1956; Казаченко, 1965; Росляков Н.А., 1968; Солоненко, 1956; и др.).

В пределах Байкальского сводового поднятия участки сохранившейся коры выветривания выявлены почти повсеместно — от озера Хубсугул на юге до северного окончания озера Байкал; по-видимому, они сохранились и северо-восточнее в районе Чарской, Муйской, Ципиканской и других впадин байкальского типа. В целом известные участки коры выветривания тяготеют к полосе развития впадин байкальского типа и выявлены в большинстве впадин, однако сплошного распространения коры выветривания и во впадинах не наблюдается.

В днищах впадин байкальского типа кора выветривания не изучена из-за большой мощности выполняющих впадины отложений, ввиду чего из множества пробуренных скважин фундамент вскрыли только единичные, в описаниях которых кора выветривания почти не упоминается; поэтому о корях выветривания в глубоких частях впадин мы данных почти не имеем. На введенном через Тункинскую впадину разрезе (фиг. 2), составленном Н.А. Флоренсовым и другими геологами, показано покровное залегание коры выветривания в днище впадины; так ли это в действительности, неизвестно, поскольку скважин, добуренных до фундамента, в наиболее глубокой части впадины нет.

Больше материалов мы имеем о залегании коры выветривания на склоновых участках впадин. В подобных условиях ее отметил В.В. Ламакин (Ламакин, 1954) в Баргузинской впадине и Н.А. Флоренсов (Флоренсов, 1960) в Тункинской впадине; наблюдается она в обнажениях по краям Байкальских впадин (тектонические срезы).

Большинство сведений о коре выветривания относится к повышенным участкам фундамента во впадинах байкальского типа, чаще всего к поперечно-диагональным перемычкам, разделяющим либо самостоятельные впадины, либо какую-нибудь впадину на несколько частей. Так, в Тункинской впадине кора выветривания известна на Еловском и Ниловском отрогах (перемычках), в Баргузинской впадине — на Алгинском отроге; очень ярко выражена на перемычке, разделяющей Северную и Южную Байкальские впадины (Приольхонье, остров Ольхон, п-ов Святой Нос), на гористой перемычке между Южно-Байкальской и Тункинской впадинами, между Максимихинской и Усть-Баргузинской и т.д. Междувпадинные и внутривпадинные перемычки известны и для



Фиг. 2. Геологический разрез через Тункинскую впадину (составили Н.А.Флоренсов, Н.А.Логачев и А.Л.Плешанова, 1960)

- 1 - рыхлые отложения с покровами базальтов (Q_1);
 2 - туфогенно-осадочная свита (N_2-Q_1); 3 - охристая свита (N_2); 4 - угленосная свита (N_1); 5 - кора выветривания; 6 - орто- и парапороды фундамента

более северных впадин байкальского типа (по-видимому, и на них будет выявлена кора выветривания).

В горном обрамлении впадин кора выветривания менее распространена. В Западном Прибайкалье она известна для полосы развития пород "байкальского" трехчленного комплекса протерозоя, образующих здесь, по-видимому, синклинальную структуру с байкальским (северо-восточным) простиранием; впоследствии здесь были развиты древние долины.

Кора выветривания вскрыта буровыми скважинами в Тункинской, Баргузинской, Южно-Байкальской, Еравнинской и в ряде более мелких впадин.

Тункинская впадина расположена между Тункинскими гольцами и Хамар-Дабаном, образующими ее горное обрамление. Впадина состоит из пяти частей, разделенных перемычками, которые образуют повышенные участки фундамента. Фундамент впадины и окружающие горы сложены кристаллическими породами архея и протерозоя. От Тункинских гор с севера впадина отделена разломом (Тункинский сброс). Мощность осадочных отложений в наиболее глубоких частях впадины, приуроченных к северному, приразломному борту, 2000–3000 м, в центральной части – 800–850 м, по периферии – примерно 400 м. Среди осадочных накоплений впадины значительную роль играет вулканогенный материал.

Кора выветривания развита на породах фундамента – гнейсах, гранитах (фиг. 2). Кроме того, по исследованиям Ф.К. Волколакова и П.А. Хлыстова (Волколаков, Хлыстов, 1967), кора выветривания изучена на базальтах, соответствующих, как считают авторы, самой ранней фазе кайнозойского вулканизма во впадине. Перекрывается она танхойской угленосной свитой миоцена, представленной в низах разреза синими "танхойскими" глинами. Мощность коры выветривания на участке Еловского отрога 25–30 м. Кора выветривания является гиббситоносной; гиббсит обнаружен в верхней части профиля выветривания, представленного монтмориллонитизированными и каолинизированными базальтами в скважинах, пробуренных на западном склоне Еловского отрога. Известна кора выветривания и в районе Ниловского отрога. Таким образом, в Тункинской впадине кора выветривания выявлена на повышен-

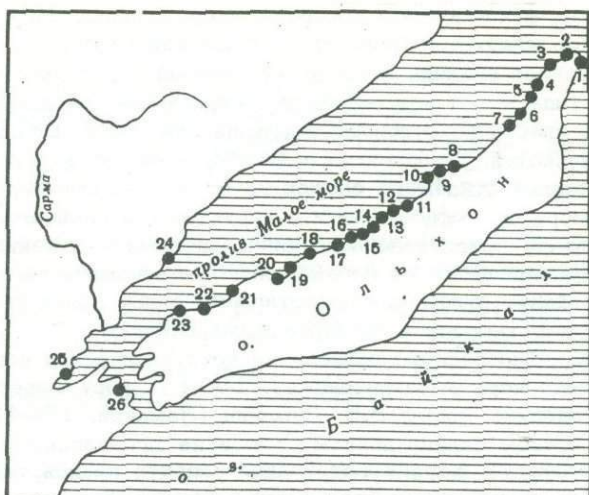
ных участках фундамента – поперечно-диагональных перегородках впадины, какими являются Еловский и Ниловский отроги.

Баргузинская впадина подобно Тункинской и другим впадинам байкальского типа имеет асимметричное строение, с северо-запада от Баргузинского хребта ее отделяет Баргузинский сброс. Впадина состоит из нескольких частей, разделенных поперечно-диагональными перемычками. Кристаллический фундамент сложен кристаллическими породами: гранитами, мраморами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами. Мощность верхнего яруса, представленного кайнозойскими отложениями, до 2000 м; она резко уменьшается на перемычках, возвышенных частях фундамента. Кайнозойские отложения представлены снизу вверх угленосной и окристой свитами неогена и четвертичными осадками.

В низах кайнозойского разреза на кристаллических породах фундамента развита кора выветривания. В 1954 г. кору выветривания в Баргузинской впадине описал В.В. Ламакин (Ламакин, 1954). Он наблюдал ее на правом склоне долины Суво и на юго-западном склоне Алгинского раструба. Кора выветривания развита на кристаллических породах фундамента впадины (гранитах), залегает на склонах впадины и частично перекрывается третичными отложениями. Мощность коры 2–2,5 м. Позднее кора выветривания была вскрыта скважинами на западном крыле Алгинского отрога и в других местах (мощность ее от 2–3 до 50 м). Как и в Тункинской впадине, она приурочена к повышенным участкам фундамента и склоновым частям впадины, в более глубоких частях либо отсутствует, либо маломощна.

Байкальская впадина наименее изучена из-за большей переуглубленности по сравнению с другими впадинами и заполненности водами, что делает значительную часть ее недоступной для изучения; но общие черты, характерные для впадин байкальского типа, наблюдаются и здесь. Впадина асимметрична; северо-западный борт сбросовый, состоит из нескольких частей: по Н.А. Флоренсову (Флоренсов, 1960) из двух (северной и южной), по В.В. Ламакину (Ламакин, 1966) из трех (северной, средней и южной). Примерно в центральной части озера имеется поперечно-диагональная перемычка, которую образуют расположенные между двумя разломами (Приморским сбросом и ответвлением от него, проходящим по восточному берегу Ольхона) Приольхонская глыба, о-в Ольхон, Ушканий Порог и п-ов Святой Нос.

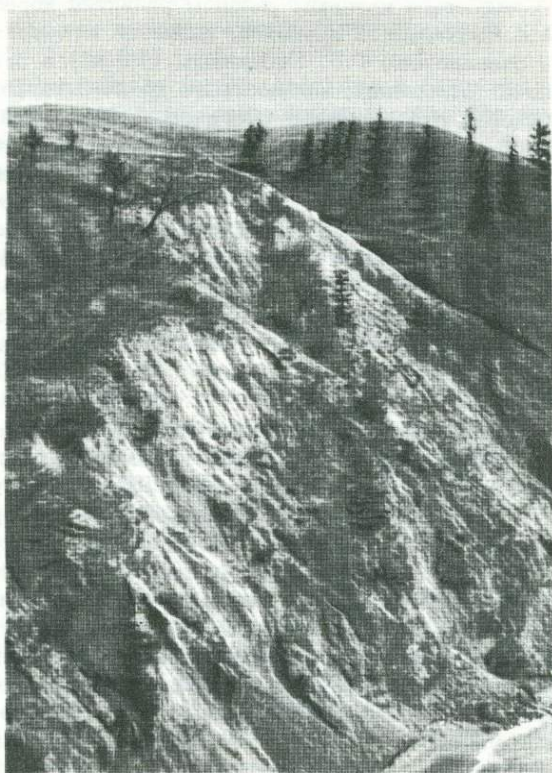
Если в других впадинах перемычки обычно скрыты под осадочным чехлом и на них только значительно (вдвое) уменьшаются мощности кайнозойских отложений по сравнению с глубокими частями впадин, то в Байкальской впадине перемычка представляет выступающую на поверхность часть фундамента, что создает благоприятные условия для изучения этой структуры вообще и развитой на ней коры выветривания в частности. Как и на перемычках других впадин, здесь широкое распространение имеет кора выветривания, осадочные же породы кайнозоя менее распространены и встречаются отдельными "островками". Кору выветривания широко распространены в местности Тажераны, на о-ве Ольхон западнее продольного островного разлома (фиг. 3, 4), на п-ове Святой Нос и Чивыркуйском и Баргузинском заливах. На о-ве Ольхон на кору выветривания обратил внимание Е.В. Павловский в 1953 г.,



Фиг. 3. Береговые обнажения коры выветривания на о-ве Ольхон

1 - мыс Шунтэ-Левый (пегматиты); 2 - мыс Хобой (амфиболиты); 3 - мыс Саган-Хушун (амфиболиты, пегматиты); 4 - залив Уларья губа (амфиболиты, пегматиты, габбро, мраморизованные известняки); 5 - мыс Улан-Ирги (кварцитовидные биотитовые гнейсы); 6 - мыс Зантык (пегматиты, слюдястые и роговообманковые гнейсы); 7 - мыс Саса (пегматиты, диопсид-плагноклазовые сланцы, биотитовые гнейсы); 8 - мыс Нюрганский (кварц-биотитовые гнейсы); 9 - залив Улан-Хушинский (кварц-биотитовые гнейсы, амфиболиты); 10 - залив Боян-Шуген (биотитовые и амфиболовые гнейсы, пегматиты, пироксениты, габбро); 11 - мыс Харалдай (пегматиты); 12 - мыс Хараццы (кварцитовидные биотит-роговообманковые гнейсы); 13 - залив Уйхруг (мраморизованные известняки, кварцитовидные и амфиболовые гнейсы); 14 - залив Сарайский (пегматиты, амфибол-биотитовые гнейсы); 15 - мыс Скала Шаманка (мраморизованные известняки, амфиболиты, кварцитовидные гнейсы, пегматиты); 16 - залив Татайский (амфибол-биотитовые гнейсы, пегматиты); 17 - мыс Хужиртуйский (перидотиты, габбро, гнейсы); 18 - юго-западнее мыса Хужиртуйский (перидотиты); 19 - залив Тогай (гнейсы); 20 - залив Хонхойская губа (амфиболиты, кварциты, пегматиты, гнейсы); 21 - залив Шибетый (гнейсы); 22 - залив Семисосенная губа (гнейсы); 23 - мыс Шара-Шумун (пегматиты); 24 - мыс Курминский (гнейсы, мраморизованные известняки); 25 - мыс Шидинский (перидотиты); 26 - залив Базарская губа (перидотиты)

Фиг. 4. Кора выветривания в северо-западной части о-ва Ольхон



позже она изучалась и была описана В.В. Ламакиным (Ламакин, 1960), Н.А. Логачевым и соавторами (Логачев и др., 1964), Е.В. Павловским и А.С. Ескиным (Павловский и Ескин, 1964), Е.П. Бессолицыным и Г.Х. Файнштейном (Бессолицын, Файнштейн, 1963). С 1959 г. она изучалась автором. На полуострове Святой Нос в Чивыркуйском заливе кора выветривания наблюдалась и описана Н.А. Флоренсовым (Флоренсов, 1964).

Кора выветривания гумидного типа развита на кристаллических породах фундамента – архейских метаморфических и разновозрастных изверженных (биотитовых и амфиболовых гнейсах и сланцах, амфиболитах, мраморах, кальцифирах, скарноидах, гранитах, пегматитах, диоритах, ультраосновных породах и т.д.). Часто мощность коры выветривания 80 м и более и она представлена различными зонами разложения.

Северо-западнее описываемой перемычки вдоль берега Байкала на территории, ограниченной с запада Приморским сбросом, примерно до широты мыса Елохин на севере, часто встречаются участки коры выветривания. Они отмечались в 1961 г. А.А. Бухаровым и во многих местах наблюдались нами (на мысе Елохин, на мысе Саган-Морян, на Кочериковском, Заминском и Курминском участках).

Следующим крупным районом развития коры выветривания, связанной с Байкальской впадиной, является юго-восточное побережье. Здесь она описана еще Г.Е. Рябухиным (1935) в основании разреза кайнозойских отложений; мощность ее до 100 м. Впоследствии ее наблюдали и описали Н.А. Логачев (Логачев, 1958), Н.А. Флоренсов (Флоренсов, 1960), А.Н. Потороченко и П.А. Хлыстов в 1962 г. Кора выветривания буровыми скважинами вскрыта в дельте р. Селенги, по берегу Байкала между реками Селенгушка и Малая Язовка, встречается в обнажениях в районе Танхой, рек Мишихи, Ключевки, по р. Осиновка. Выветрелыми являются различные метаморфические и изверженные породы (биотитовые и силлиманитовые гнейсы, граниты). На элювиальных образованиях залегают синие "танхойские" глины (миоцен), в которых встречается большое количество обломков каолинизированных пород. Мощность кайнозойских отложений в устье Селенги 1000–1200 м, осадки угленосны.

В прибрежной части Восточного Прибайкалья кора выветривания встречена у подножия хребта Морского, в районе озера Котокель, в районе бухты Максимиха и озера Духового.

В юго-западной части озера, на перемычке, отделяющей Тункинскую впадину от Южно-Байкальской, известны участки коры выветривания в районе г. Слюдянки и в верховьях р. Слюдянки. Кора выветривания мощностью в несколько десятков метров развита на породах кристаллического фундамента (гнейсах, гранитах, пегматитах) и молодых, по-видимому раннекайнозойских, базальтах, подобных описанным для Тункинской впадины. В этом районе известно Слюдянское месторождение первичных каолинов. И.Ф. Днепровским (Днепровский, 1963) описан гидрофлогопит из зоны выветривания Слюдянских флогопитовых месторождений.

Значительно меньше материала мы имеем по распространению коры выветривания в Северо-Байкальской и других более северных впадинах байкальского типа. В районе Северо-Байкальской впадины известны кора выветривания (кроме описанных мест, в Богучанской бухте) и зона окисления на Намаминском полиметаллическом месторождении.

С севера к Байкальской впадине примыкает Верхне-Ангарская, которая отделяется от Байкальской узкой (30 км) гористой перемычкой. Поперечно-диагональные перемычки наблюдаются и в ряде других впадин: Верхне-Муйской, Нижне-Муйской, Ципинско-Ципиканской и др. Кора выветривания этих районов не изучены, но по аналогии с подобными впадинами байкальского типа можно ожидать находки кор выветривания на перемычках указанных впадин. По-видимому, будет выявлена кора выветривания и на перемычке (низкий перевал Гурби-Дабан), отделяющей Тункинскую впадину от Косогольской; признаки выветривания в Восточном Прикосоголье известны (Иванов, 1953; Запарий, 1967).

Многочисленные остатки коры выветривания известны в высокогорной части Западного Прибайкалья по работам В.Д. Маца, А.К. Бабкина, В.С. Аносова, Т.А. Дольник и др. Наблюдались они и автором на Верхнеленском, Анайском и Сарминском участках. Кора выветривания встречаются в полосе развития древних долин Западного Прибайкалья,

в области распространения протерозойских метаморфических пород. Для всей полосы, имеющей северо-восточное, байкальское, простираение, характерно наличие остаточных кор выветривания и перестроенных их продуктов.

Протерозойские метаморфизованные породы являются в основном кварцсодержащими (кварциты, карбонатно-кремнистые породы, фосфатно-карбонатно-кремнистые, тальк-карбонатно-кремнистые и т. д.), поэтому и продукты выветривания обычно высококремнистые. Наиболее часто встречается кора выветривания, развитая на карбонатно-кремнистых породах голоустенской свиты верхнего протерозоя. В результате выветривания карбонатный цемент этих пород выщелачивается, а кварцевый материал остается на месте залегания; образуются элювиально-делювиальные чистые кварцевые пески. Они обычно разнозернистые светло-серого цвета, мощность их 3-4 м, но иногда достигает нескольких десятков метров (Харгинское месторождение кварцевых песков). С глубиной в песчаном материале появляются обломки слабо сохранившейся оолитовой карбонатно-кремнистой породы, пески сохраняют слоистость первичной породы и часто чередуются с кварцитовидными песчаниками, сохранившимися от выветривания благодаря наличию кварцевого цемента. Элювиально-делювиальные кварцевые пески отмечены в бассейнах рек Большой Анай, Чанчур, Малая и Средняя Иликта, Сарма, Анга, Бугульдейка, Куртун и Голоустная.

Часто встречается кора выветривания на талькитах, залегающих среди пород улунтуйской свиты верхнего протерозоя, которые прослеживаются примерно на 500 км вдоль Байкальского и Приморского хребтов. Материнская карбонатно-тальковая порода отличается большим содержанием окислов магния; в невыветрелых разностях его бывает до 33% и кремнезема до 60%; остальные компоненты содержатся в очень незначительных количествах; имеется примесь органического вещества. В выветрелой породе содержание окислов магния уменьшается до 21%, кремнезема до 57%; содержание глинозема остается незначительным (менее 2,5%). При выветривании порода разрыхляется и осветляется, что обусловлено выносом органического вещества, получается пепельно-серая до белой, жирная на ощупь, пылевидная масса с шелковистым блеском. При этом карбонатные минералы частично разлагаются, чешуйки же талька не изменяются. Выветрелые талькиты являются ценным полезным ископаемым.

С выветриванием фосфатно-карбонатно-кремнистых пород улунтуйской свиты верхнего протерозоя на некоторых участках связано образование карстовых фосфоритов (Сарминское месторождение). Изучение разреза указывает на остаточное происхождение карстовых заполнений, образовавшихся в результате выщелачивания карбонатных пород. Минеральный состав рыхлых образований (каолинит + маршаллит + коллофан) говорит о высокой степени проработки материала в коре выветривания.

Кора выветривания полосы распространения протерозойских пород изучена слабо, в основном с поверхности (канавы, шурфы) на небольшую глубину; небольшой объем буровых работ был только на Сарминском участке; поэтому судить о мощности коры выветривания здесь очень трудно. Большинство исследователей считают, что в этой полосе

остались только корни коры выветривания. Тем не менее с корой выветривания протерозойских пород связаны месторождения кварцевых песков, фосфоритов и талька.

Выше было отмечено, что впадины байкальского типа обычно образуются на домезозойском фундаменте, но некоторые из них наложены на мезозойские впадины. Последние распространены в Западном Забайкалье и примыкают к полосе развития кайнозойских впадин, иногда перемежаясь с ними. В Забайкалье можно выделить линейные зоны, в которых расположено несколько впадин. Такое четковидное расположение обусловлено обычно крупным разломом домезозойского фундамента. Н.А. Флоренсов (Флоренсов, 1960) выделяет следующие линейные комплексы впадин: 1) Витимско-Талойский, 2) Турка-Амалатский, 3) Курбинско-Зазинский, 4) Санага-Харагужирский, 5) Боргойско-Гусиноозерско-Еравнинский, 6) Тугнуй-Худунский, 7) Бичуро-Арахлейский (Хилокский) 8) Чикой-Ингодинский.

Некоторые из мезозойских впадин испытали перестройку в кайнозое и содержат мощные кайнозойские отложения. Во многих впадинах в низах кайнозойского разреза на породах мезозоя развита кора выветривания (например, в северо-восточном крыле Иркутской впадины, в Гусиноозерской впадине, в ряде впадин Витимского плоскогорья и т.д.). Приведем некоторые примеры.

Иркутская впадина представляет собой предгорный прогиб и выделяется Н.А. Флоренсовым (Флоренсов, 1960) в особую группу. Ее северо-восточное крыло проявило активность в кайнозое. Здесь имеются линейные прогибы, выполненные отложениями палеогена и неогена. Крыло является относительно приподнятым. На территории Ангаро-Ленского междуречья сохранилась кора выветривания гумидного типа мощностью несколько десятков метров. Кора выветривания развита на осадочных угленосных отложениях присаянской и черемховской свит юры. Она описана Н.А. Логачевым и соавторами (Логачев, Абрамова, 1958; Логачев и др., 1964), Г.Х. Файнштейном и Е.П. Бессолицыным (Бессолицын, Файнштейн, 1963), Г.Г. Литвинцевым (Литвинцев, 1965), изучалась она и автором и кратко описана в настоящей работе. Наиболее широкое развитие кора выветривания имеет на Хара-Нурском, Нуха-Нурском, Халтуровском и Усть-Ордынском участках. Северо-восточнее этих участков в ряде впадин наблюдается хорошо развитая кора выветривания на кембрийских осадочных породах (мергелях, алевролитах). В большинстве случаев кора выветривания перекрыта третичными отложениями, причем на некоторых участках имеют развитие палеогеновые отложения (Логачев и др., 1964) мощностью до 100-150 м. Среди отложений других впадин палеогеновые породы выделены только на Витимском плоскогорье (Беличенко и др., 1962, Ендрихинский, 1967). Общая мощность палеогеновых и неогеновых образований Ангаро-Ленского междуречья более 200 м. Кора выветривания сохранилась на склонах синклинальных структур, иногда осложненных разломами и выполненными третичными отложениями. Неогеновые отложения баяндаевской свиты по литологическим особенностям и спорово-пыльцевым комплексам очень схожи с неогеновыми отложениями Тункинской и Южно-Байкальской впадин (Логачев, Абрамова, 1953).

Гусиноозерская впадина выполнена осадочно-вулканогенными верхнеюрскими и нижнемеловыми образованиями мощностью более 2000 м. Верхняя часть, представленная песчаниками, аргиллитами и алевролитами, является угленосной. По Н.А. Флоренсову (1960), на поверхности размыва отложений гусиноозерской серии залегают рыхлые глинистые полимиктовые песчаники, пески, галечники и красно-бурые глины. Последние сильно засорены включениями галек и щебня каолинизированных гранитов и сиенитов. Палеонтологически эти отложения остаются совершенно немymi; по-видимому, они имеют третичный (неогеновый?) возраст. По исследованиям П.А. Хлыстова (личное сообщение), в некоторых скважинах встречена каолиновая кора выветривания, развитая на породах гусиноозерской серии и перекрытая третичными отложениями. Структурная приуроченность кор выветривания не изучена.

Купчинская впадина. Т.Т. Тайсаевым (Тайсаев, 1963) описана новая мезозойская впадина – Купчинская – в Джидинской горной стране по р. Илинге, выполненная осадочными отложениями гусиноозерской серии (верхняя юра – нижний мел), выше которых залегают третичные и четвертичные вулканогенно-осадочные отложения. На породах гусиноозерской серии отмечается кора выветривания.

Впадины Витимского плоскогорья. В пределах верхнемезозойских впадин (Верхне-Чининской и др.) выявлены озерно-болотные угленосные третичные отложения, близкие к миоценовым отложениям впадин байкальского типа. Кроме того, С.Г. Мирчинк и С.Д. Шером (1955) выявлены остатки древних долин, выполненные древним аллювием. Аллювий содержит гальки и обломки выветрелых каолинизированных пород и залегают на коре выветривания, развитой на различных породах фундамента. Возраст коры выветривания А.С. Ендрихинским (1967) условно определен как эоценовый. Кору выветривания перекрываются осадочными породами мухейской свиты (олигоцен), среди которых большую роль играют переотложенные продукты выветривания (каолины и кварцевые пески). Мощность свиты 150–200 м. Распространена она в Мухейской, Еравнинской, Холуйской, Джилдинской, Чининской, Алакарской и Баунтовской впадинах. Выше по разрезу залегают озерные отложения миоцена, плато-базальты плиоцена и эоплейстоценовые красноцветные отложения.

В связи с поисковыми работами на бокситы довольно детально изучены коры выветривания гумидного типа на нижнекембрийских осадочно-вулканогенных породах в Еравнинской впадине (Приходько, 1967). Кору выветривания отмечены на нескольких участках. На Озерском участке, расположенном на водоразделе р. Зазы и Еравнинских озер, мощность коры выветривания 30–50, иногда 100 м. Кору выветривания имеют каолиновый профиль; на сульфидных рудах развита зона окисления (железные шляпы). По В.П. Приходько, возраст коры выветривания палеоген-неогеновый.

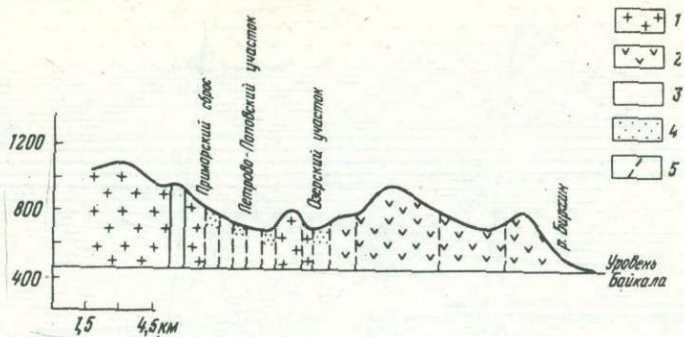
Итак, имеющиеся материалы по распространению коры выветривания в области Байкальского сводового поднятия показывают, что наиболее мощные и ярко выраженные профили выветривания выявлены на возвышенных частях фундамента впадин байкальского типа – поперечно-диагональных перемычках; менее мощные коры встречены на склоновых участках впадин; в днищах впадин выветрелые породы либо не изучены, либо маломощны.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

Как установлено Н.А. Флоренсовым (1960), структурной основой рельефа в Прибайкалье являются не тектонические блоки и глыбы, а пологие складкоподобные выпуклые и вогнутые изгибы. Структурной единицей первого порядка является Байкальское сводовое поднятие. На фоне общего плавного изгиба отчетливо проявляются более крутые изгибы второго порядка, приуроченные к юго-восточным краям впадин (Флоренсов, 1960); так, сложноволнистой поверхностью обладает кристаллический фундамент под рыхлыми отложениями в Баргузинском заливе; межгорный прогиб синклинального типа представляет Тункинская впадина. Внутривпадинные перемычки развивались одновременно с соседними впадинами. Часто они осложнены сбросами. Изучение внутривпадинных перемычек в Тункинской впадине обнаружило структуру выпуклого изгиба, разбитого сбросами (Флоренсов, 1960).

Среди возвышенных частей фундамента выделяются структурные формы второго порядка. Для них характерны те же отличительные черты, которые были описаны для впадин байкальского типа: 1) асимметричность с более крутым и высоким северным или северо-западным бортом; 2) частое ограничение прогибов с севера и северо-запада разломами; 3) неровность фундамента, наличие выступов и перегородок; 4) линейный характер структур.

Описываемые ранее в Прибайкалье "древние долины" являются отрицательными формами рельефа второго порядка; иногда они действительно служили днищем реки, чаще в них располагались озера; во многих случаях в этих структурах отсутствуют аллювиальные или озерные отложения и сохраняются значительной мощности коры выветривания. "Древние долины" известны как на западном побережье озера Байкал в местности, называемой "Тажераны", так и к востоку от озера на тех же широтах между устьями рек Селенга и Баргузин. Здесь они известны под названием сквозных долин Черского. В.В. Ламакин (1965, 1966) рассматривал их как косые (односторонние) грабены; он указывал, что они состоят вдоль протяжения из чередования небольших, но глубоких замкнутых котловин и разделяющих их низких перемычек (реки не участвовали в их образовании). Подобные наблюдения сделаны и нами над "древними долинами" в Западном Прибайкалье. В Приольхонье выделяли Кунтинскую, Озерскую, Уланнурскую, Загалмайскую, Борсойский Тажеран и другие древние долины. Буровыми и геофизическими работами последних лет установлено, что 1) аллювиальные отложения на этих участках отсутствуют; 2) рыхлые породы по генезису — преимущественно остаточные либо переотложенные в карсты продукты выветривания; только на Загалмайском участке, кроме коры выветривания, встречены покрывающие ее озерные отложения неогена; 3) "древние долины" Приольхонья не имеют направленного наклона дна, обуславливающего сток вод в том или ином направлении; они, как было отмечено В.В. Ламакиным, состоят из отдельных котловин, разделенных перемычками. Во всех перечисленных структурах буровыми скважинами вскрыта кора выветривания. Но и здесь она не имеет сплошного, покровного, залегания, встречается в виде линейных полос, чередующихся с невыветрелыми породами.

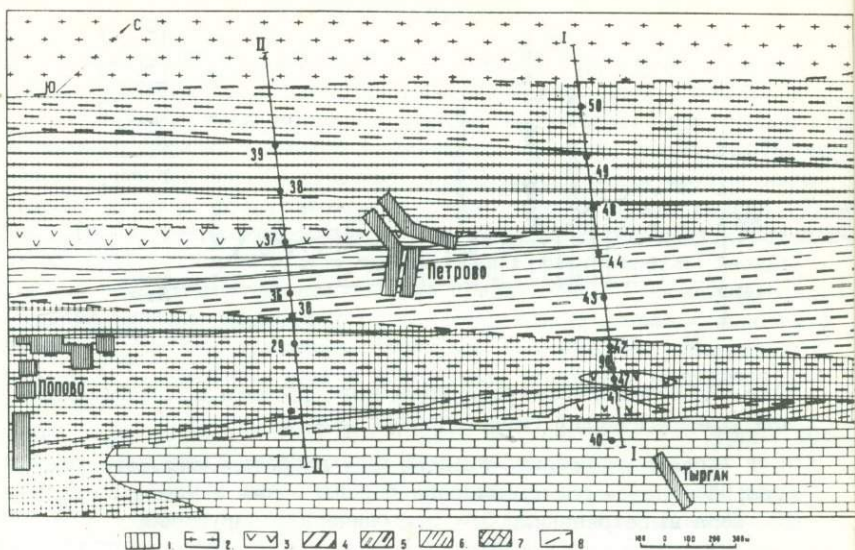


Фиг. 5. Условия залегания коры выветривания в Приольхонье (схематический геологический разрез)

- 1 - граниты, гранито-гнейсы; 2 - диориты Озерского массива; 3 - параметаморфические породы архея и протерозоя; 4 - кора выветривания; 5 - тектонические нарушения

Большое значение в сохранении коры выветривания сыграла разрывная тектоника. Интенсивные неотектонические движения проявились на втором этапе развития впадин, когда, по Л.И. Салопу (1967), был превзойден предел пластической деформации и плавные прогибы превратились в грабены. В грабенообразных формах часто сохранилась кора выветривания (фиг. 5); в Приольхонье ее мощности достигают 150 м.

Западный борт Байкальской впадины является сбросовым, очень крутым, горы вплотную подступают к озеру, имея большое превышение над уровнем озера (от 1000 до 2000 м и более). Однако в средней части озера между Приморским сбросом и берегом наблюдается промежуточная предгорная (по Н.А. Флоренсову) или тектоническая (по В.В. Ламакину) ступень с абсолютными отметками от 455 до 900 м. Речь идет о своеобразных участках, расположенных между устьем р. Большая Бугульдейка и проливом Ольхонские ворота, и севернее - в районе мыса Курминский, поселков Зама, Онгурены, Кочериково, мыса Саган-Морян и др. Эти участки являются тектоническими блоками; с северо-запада они ограничены Приморским сбросом; скалистые обрывистые берега их с юго-востока также свидетельствуют о влиянии тектоники на их образование. Названные участки и остров Ольхон несут черты древней поверхности выравнивания, которая отчетливо наблюдается визуально (на фото и аэроснимках) и только на отдельных участках разбита более молодыми разрывными нарушениями. Как показали наши наблюдения, кора выветривания генетически не связана с имеющейся поверхностью выравнивания - она является более древним образованием. Этим объясняется ее залегание в виде отдельных линейных реликтов. Некоторые исследователи (Логачев и др., 1964; Чекин, 1968₁) объясняют линейное распространение коры выветривания в Приольхонье избирательным характером выветривания по пластам, менее устойчивым к выветриванию пород, контактам пород, зонам более древних тектонических

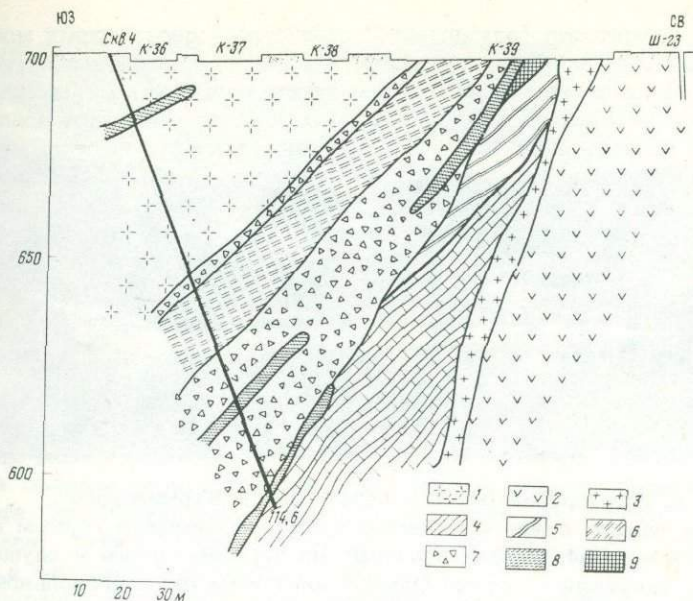


Фиг. 6. Схема геологического строения Петрово-Поповского участка в Приольхонье (составили А.М.Рябых и А.Д.Бочурко, 1964 г.)

1 - кора выветривания; 2 - граниты и гнейсо-граниты очковые, γPt_2^1 ; 3 - габбро-диориты, ультрабазиты, Pt_1^2 ; 4 - амфиболиты и амфиболовые гнейсы, Aul; 5 - амфибол-биотитовые гнейсы, Aul; 6 - биотитовые мигматизированные гнейсы, Aul; 7 - мраморизованные известняки, Atg; 8 - тектонические нарушения

нарушений и т.д., т.е. приписывается корам выветривания исключительно линейный тип выветривания (по классификации И.И. Гинзбурга, 1966). Отмечается также, что сохранились только глубокие корни коры выветривания.

Накопившийся в настоящее время фактический материал позволяет считать, что морфология коры выветривания в Прибайкалье значительно сложнее, чем представлялось ранее. Детальные минералогические исследования показывают, что коры выветривания на многих участках имеют мощный зональный профиль с вертикальной зональностью, свойственной площадному, а не линейному типу выветривания, причем часто в профиле выветривания сохранились не только нижние зоны, но и верхняя зона конечного гидролиза и окисления. Так, основные разновидности пород кристаллического фундамента - биотит-, амфибол- и пироксенсодержащие породы кислого и основного составов дают в верхних частях разреза гетит-каолинитовые продукты выветривания мощностью в несколько десятков метров. Стадийные минералы в этих разрезах представлены минералами монтмориллонитовой группы, гидрослюдами и гидрохлоритом. Это говорит о том, что сохранились не только глубокие корни выветривания, но и полные (или почти полные) ее разрезы.



Фиг. 7. Геологический разрез через Озерский участок в Приольхонье (составила Л.М.Пуляевская, 1958 г.)

1 - ортопороды диорит-сиенитового состава, выветрелые; 2 - диориты "озерские"; 3 - граниты, пегматиты; 4 - кристаллические известняки; 5 - гнейсы, сланцы; 6 - гнейсы, сланцы выветрелые; 7 - брекчированные породы; 8 - фосфориты; 9 - лимониты

Описываемая тектоническая ступень сложена выветрелыми и невыветрелыми породами кристаллического фундамента и третичными осадочными отложениями. Последние выявлены буровыми работами на о-ве Ольхон, на участках Загалмай, Кочериковский и в среднем течении р. Анги; в рельефе они не выражены и образуют с более древними образованиями единую поверхность выравнивания. Этот факт говорит о посленеогеновом возрасте пенепленизации, тогда как коры выравнивания являются донеогеновыми.

Наблюдается чередование участков коры выветривания с участками невыветрелых пород (фиг. 6-8); причем выявляется резкая смена одних образований другими и нет постепенного затухания выветривания в стороны, что имеет место при линейном типе выветривания; смена же выветрелых пород невыветрелыми далеко не всегда проходит по контакту пород разного состава и различной устойчивости к выветриванию: она проходит часто по контакту пород, близких по степени устойчивости, либо по породе одного состава. Ширина выходов коры выветривания достигает 200 м и более, что также не характерно для линейных кор выветривания.

Мощность коры выветривания вблизи контакта с невыветрелыми породами часто достигает нескольких десятков метров, что установлено



Фиг. 8. Приморский сброс в районе мыса Курминского

На заднем плане — поднятое крыло, являющееся горным обрамлением Байкальской впадины; на переднем плане — опущенный блок, входящий в состав Ольхонской поперечно-диагональной перемычки и сложенный здесь (слева направо) невыветрелыми (1) и выветрелыми (2) гнейсами и закарстованными мраморами (3)

многими скважинами, а также наблюдается повсеместно в береговых обнажениях. Так, на участке Новый Борсой вертикальная скв. 1, пройденная в нескольких метрах от выхода невыветрелых кристаллических пород, вскрыла кору выветривания мощностью 87 м; на Озерском участке скв. 12, пробуренная в непосредственной близости от выхода на поверхность невыветрелых "озерских" диоритов, прошла по коре выветривания 75 м; можно привести и другие многочисленные примеры. На приведенном фотоснимке (фиг. 8), сделанном нами в районе мыса Курминского, слева на переднем плане виден выход невыветрелых пород, выделяющихся более темной окраской и массивным сложением, и резкий контакт их с выветрелыми (более светлыми на фото) гнейсами сменяющимися в правой части снимка сильно закарстованными (выветрелыми) мраморизованными известняками; выветрелые и невыветрелые породы образуют единую поверхность выравнивания; на заднем плане располагается поднятое крыло Приморского сброса. Таким образом, изучение взаимоотношений выветрелых и невыветрелых пород говорит также против линейного типа выветривания. Как выяснено, контакт этот является преимущественно тектоническим, возник позже образования коры выветривания и сопровождается зонами дробления и смятия пород (см. фиг. 7).

В породах коры выветривания часто наблюдаются зонки дробления, которые слагаются перемьятыми выветрелыми породами или обломками выветрелых пород; последние часто несут тектоническую штриховку и зеркала скольжения, легко развивающиеся ввиду преимущественно каолинитового и гидрослюдистого состава коры выветривания.

Сбросы имеют северо-восточное, "байкальское" простирание, являются крутопадающими. Они разбили аржейскую глыбу в Приольхонье на ряд параллельных, линейно вытянутых пластин; в опущенных структурах сохранилась кора выветривания (см. фиг. 5, 6). Примерами таких структур являются все участки распространения коры выветривания в Приольхонье: Озерский, Ново-Борсойский, Тажеранский, Улан-Нурский, Петрово-Поповский и т.д.

Береговые нарушения, идущие под углом к более древним сбросам, обнажают чередование выветрелых и невыветрелых пород, а последующий размыв создал причудливые формы берегов, которые наблюдаем ныне в этих районах. Вопрос о морфологии берегов Среднего и Северного Байкала был рассмотрен Н.А. Флоренсовым (1964). Берег имеет в плане извилистую линию, образованную сочетанием большого количества мысов и заливов (см. фиг. 3). Мысы обычно сложены массивными невыветрелыми породами, а заливы образованы по породам коры выветривания или неогеновым рыхлым отложениям. Н.А. Флоренсов (1964) выделил на Байкале четыре участка с подобным развитием берегового ландшафта. Это Малое море, Чивыркуйский залив (на восточном берегу Байкала), бухта Песчаная (западный берег озера) и бухта Богучанская в Северной Байкальской впадине.

Своеобразно строение мысов: окончание мыса, сложенное массивными породами, расширено; оно соединяется с материковой частью перешейком, сложенным выветрелыми породами. Иногда это связано с литологической неоднородностью пород, слагающих мыс. Окончание мыса часто сложено мрамором или пегматитом. В сторону острова они сменяются более легко выветривающимися гнейсами биотитового или амфиболового состава (мыс Скала Шаманка и др.). Эти выветрелые породы, естественно, размывы более и образуют в середине мыса самостоятельные заливчики, что в целом придает мысу форму тавровой балки.

Но обычно выветрелые породы перешейка отделены от массивных пород мыса молодым тектоническим нарушением, часто с зоной дробления. Так, окончание мыса Харалдай сложено мраморизованным известняком, а перешеек — выветрелыми пегматитами. Между известняками и мраморами — зона скарированных пород; по этой зоне прошло молодое тектоническое нарушение, раздробившее и перемявшее выветрелые скарированные породы. На мысе Харанца закарстованные известняки мыса отделяются от выветрелых гнейсов островной части зоной дробления, породами которой сложен перешеек. Мыс, ограничивающий с юга залив Уларья губа, сложен кварцитами; на контакте кварцитов с выветрелыми биотитовыми гнейсами — зона дробления, которая образует узкий перешеек, связывающий мыс с островом.

При дальнейшем размыве выветрелая перемычка разрушается полностью и конец мыса становится островком, каких масса на Байкале в Малом море вдоль как Ольхонского, так и материкового берега. Мысы, а также островки, которые образуются из них, имеют асимметричное строение, по терминологии В.В. Ламакина, образуют "косые" блоки. Часть мыса, обращенная к озеру, приподнята и обрывиста, а в сторону острова или материка идет плавное медленное погружение.



Фиг. 9. Обнажение выветрелых перидотитов на мысе Шида (хорошо видна сбросовая ступень, которую образуют выветрелые перидотиты; на заднем плане - неветрелые параметаморфические породы)

Кроме сбросов, не выраженных в современном рельефе (снивелированных новой поверхностью выравнивания), в этом районе развиты более молодые тектонические нарушения, выраженные в рельефе. Как было отмечено, наиболее крупные из них ограничивают о-в Ольхон и опisanную предгорную ступень, а более мелкие разбивают их на отдельные блоки. На острове Ольхон наблюдаются три продольные тектонические ступени; кора выветривания сохранилась на нижней, маломорской, ступени. Описываемые ранее в Приольхонье под названием древних долин участки также ограничены молодыми разломами. Хорошо видна небольшая тектоническая ступень на мысе Шида (фиг. 9): на переднем плане - выветрелые перидотиты, уходящие под пляжевые отложения и урводы, с сохранившейся на них поверхностью выравнивания; на заднем плане - неветрелые параметаморфические породы ольхонской серии архея, также несущие следы пенепленизации; породы раздроблены.

Таким образом, кора выветривания пережила после своего образования, по-видимому, два крупных этапа тектонической аквизации; между этими этапами была сформирована новая поверхность выравнивания. Эрозионный срез в этот период, по-видимому, составил более 100 м, поскольку на одном уровне с верхними зонами коры выветривания оказались практически неветрелые породы. В связи с большой тектонической раздробленностью необходимо отметить плохую сохранность коры выветривания, реликты которой остались на локальных участках.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Выше было отмечено широкое развитие гумидной коры выветривания в Прибайкалье. Интересно и важно выяснить, с каким отрезком мезокайнозойской истории региона она связана. Большинство исследователей района, наблюдавших кору выветривания, устанавливают ее донегеновый возраст (Бессолицын, 1963; Бессолицын, Файнштейн, 1963; Павловский и Ескин, 1964; Рыбаков, 1964; Ламакин, 1960, 1968; и др.). Н.А. Логачев датирует его более определенно, называя мелпалеогеновым (Логачев, Абрамов, 1958; Логачев и др., 1964).

Основываясь на региональном принципе В.П. Петрова (Петров, 1967), попытаемся проанализировать имеющиеся для Прибайкалья материалы. Выясним вначале, на каких возрастных комплексах формировалась кора выветривания. В Центральном Прибайкалье, вблизи оси сводового поднятия, обнажен домезозойский фундамент; кора выветривания развивалась по породам кристаллического фундамента (западный берег Байкала, Ольхон, Приольхонье, Святой Нос, Баргузинская впадина, юго-восточное побережье). На склонах сводового поднятия, где развиты палеозойские и мезозойские образования, известна кора выветривания по этим комплексам. Так, на Ангаро-Ленском междуречье (см. фиг. 1), в северо-восточном крыле Иркутской впадины, мощная каолиновая кора выветривания развита на средне-верхнеюрских осадочных породах (песчаниках, алевролитах, аргиллитах, каменных углях); более подробно она описана в работе далее. В Юго-Восточном Прибайкалье во многих местах наблюдается кора выветривания на осадочных породах гусиноозерской серии (верхняя юра — нижний мел): в дельте Селенги, в Купчинской, Гусиноозерской, Оронгойской и других впадинах.

В Южном и Юго-Восточном Прибайкалье широко развиты мезозойские малые гранитоидные интрузии суббулканической фации; интрузии, по И.В. Белову (Белов, 1959), имеют посленижнемеловой возраст, так как интродуцируют все, включая самые верхние (нижнемеловые) из известных во впадинах мезозойских пород. Среднеюрская и верхнеюрско-нижнемеловая серии прорваны мелкими штоками и дайками гранит-порфиров, сиенит-порфиров, микросиенитов, микродиоритов, бостонитов, керсантитов, трахидолеритов, эссекситов (Белов, 1959). С кислыми гранитоидами и гранит-порфирами связано оруденение (вольфрам, золото, молибден, полиметаллы и т.д.). Так, Балейское гидротермальное золоторудное месторождение расположено в нижнемеловой толще; наличие жилок флюорита и кварца отмечается в меловых песчаниках Еравнинской впадины, в верхнеюрских песчаниках Боргойской, Хилокской и других впадин. Наличие верхнемезозойских магматических пород в северных районах Прибайкалья, на Витимском плоскогорье и Восточном Саяне наряду с Прибайкальем и Забайкальем не вызывает сомнения (Белов, 1959). Возраст мезозойских гранитоидов Прибайкалья и Забайкалья, а также с ними связанных многочисленных гидротермальных месторождений редких металлов на основании геологических материалов и изучения абсолютного возраста и другими исследователями определяется как верхнеюрский — нижнемеловой (Комаров, 1958; Афанасьев, Браун, Шанин, 1963; и др.).

На гидротермальных месторождениях, связанных с верхнемезозойским магматическим циклом, развита зона окисления, вмещающие породы также изменены выветриванием; но здесь процессы выветривания накладываются на гидротермально измененные породы и поэтому сложны для изучения. Эти процессы (выветривание и низкотемпературные гидротермальные изменения), как показано П.А. Котовым и Н.А. Лисицыной (Котов, Лисицына, 1967) на примере флюоритовых месторождений Забайкалья, тесно связаны друг с другом, что объясняется смешением ювенильных вод с вадозными и резким подавлением первых последние в условиях повышенной влажности и теплого климата эпохи выветривания.

С нашей точки зрения эти процессы (гидротермальный и выветривания), по-видимому, разорваны во времени (первый более ранний, второй более поздний); иначе при подавлении ювенильных вод вадозными не могли бы образоваться значительные концентрации редких элементов, многочисленные примеры гидротермальных месторождений которых мы имеем в Южном и Западном Прибайкалье и Забайкалье. Сходство же зональности гидротермальных проявлений с профилями выветривания гумидных областей говорит, по-видимому, о наложении выветривания на гидротермально измененные породы. В пользу более позднего корообразовательного процесса свидетельствует также широкое развитие зон окисления на рудных месторождениях, связанных с мезозойскими гранитными интрузиями.

Зоны окисления имеют значительную глубину распространения (150-200 м) и характеризуются хорошей проработкой. По В.П. Солоненко (Солоненко, 1956), их нельзя рассматривать только как современное образование, так как к концу мелового периода большинство месторождений находилось уже в зоне коры выветривания. Ю.А. Казаченко (Казаченко, 1965) указывает, что зона окисления молибденовых и других рудных месторождений Забайкалья сформировалась до появления многолетней мерзлоты, т.е. в дочетвертичный период.

Частично подвержены выветриванию перлиты Мухор-Талинского месторождения, имеющие верхнеюрский - нижнемеловой возраст. Известна кора выветривания в присаянской части Байкала на Жидойском массиве перовскитовых пироксенитов, имеющем, по А.А. Коневу (Конев, 1960), посленижнетриасовый возраст. Таким образом, на различных образованиях мезозойского возраста, включая верхнемезозойские, продукты выветривания широко распространены.

В Южном Прибайкалье распространены кайнозойские базальтовые покровы. В последнее время на наиболее древних из них обнаружена кора выветривания донеогенового возраста. Как было отмечено выше, гиббситоносная кора выветривания базальтов вскрыта скважинами в Тункинской впадине (Волколаков, Хлыстов, 1967). На Чикой-Хилокском междуречье известна кора выветривания трахибазальтов цежейской свиты, которые прорывают осадочные отложения гусиноозерской серии (верхняя юра - нижний мел) в районе Боргойской впадины и перекрыты глинами неогенового возраста в районе дер. Мангыртуй. На Чикой-Хилокском междуречье в коре выветривания базальтов цежейской свиты известно Калиновское месторождение минеральных красок

(охр). Нами наблюдались окристые образования остаточных продуктов выветривания на кайнозойских базальтах г. Комар в районе г. Слюдянка.

Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют считать, что кора выветривания формировалась в послераннепалеогеновое время. Это нижний возрастной предел.

Верхний возрастной предел определяется по налеганию на кору выветривания осадочных отложений; в большинстве случаев такими отложениями являются неогеновые. Однако в последнее время все чаще высказываются предположения о более древнем (олигоцен-миоценовом) возрасте нижних частей отложений впадин байкальского типа, в частности Южно-Байкальской, Тункинской, Баргузинской (Логачев и др., 1964). Эти отложения слагаются переотложенными продуктами коры выветривания. Установлены олигоценные отложения на Ангаро-Ленском междуречье (Климанова, 1963) и в Еравнинском районе (Беличенко и др., 1962).

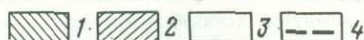
Соотношения выветрелых пород и перекрывающих их отложений для некоторых участков Прибайкалья приведены на фиг. 10. Стратиграфический метод установления возраста коры выветривания в данном случае показывает, что она формировалась в середине палеогенового периода.

Все прочие условия (климатические, тектонические) не противостоят широкому развитию корообразования в этот период. Анализ климатической и тектонической обстановки палеогенового периода приводится во многих работах (Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1964; Воскресенский, 1962; Дмитриев, 1961; Думитрашко, 1955; Золотарев, 1968; и др.); климат был теплым и влажным, а тектоническая обстановка спокойной.

Часто связывают образование коры выветривания с пенеппенизацией района. В Прибайкалье остатки пенепплена, поднятые в результате неотектонических движений на разные высотные уровни, известны. На возраст пенепплена (Логачев и др., 1964; Ламакин, 1968) указывает тот факт, что во время пенеппенизации были полностью сивелированы надвиги в истоке р. Ангары и с южной стороны Селенгинской дельты, являющиеся верхнемезозойскими (кристаллические породы архей надвинуты на средне-верхнеюрские озерные отложения). Пенепплен хорошо фиксируется покровами неогеновых платобазальтов в Хамар-Дабане, Прикосоголье и др. Однако, как отмечают в последнее время многие исследователи района (Флоренсов, 1960; Логачев, 1964; Салоп, 1967), идеального пенепплена не существовало; территория Прибайкалья, образующая в мезозое Саяно-Становое сводовое поднятие, была несколько приподнята относительно соседних районов. Н.А. Флоренсов (1960) установил, что поверхность пенепплена выпукло изогнута. На фоне общего плавного изгиба (см. фиг. 1) отчетливо проявляются более крутые изгибы второго порядка.

Новое поднятие, в результате которого возникло Байкальское сводовое поднятие, как считает Л.И. Салоп (Салоп, 1967), началось в неогене. Одновременно с поднятием вблизи осевой части свода начинается плавное прогибание некоторых участков и заполнение впадин осадками.

Система, отдел	Участки распространения коры выветривания	Ангаро-Ленский	Учуринский	Носогольский	Тункинский	Жидисинский	Слободский	Джиддинский	Тангайский	Ольгинский	Березулянский	Гусиноверский	Зона окисления по- литалог месторожд	Каплинский	Маньчжурский	Мусар-Талинский	Среднинский	Чинкинский	
		возраст																	
Четвертичная																			
Неогеновая	Плиоцен																		
	Миоцен																		
Палеогеновая	Олигоцен																		
	Эоцен																		
Меловая	Верхний																		
	Нижний																		
Юрская	Верхний																		
	Средний																		
Триасовая	Верхний																		
	Средний																		
	Нижний																		
Пермская																			
Каменноугольная																			
Девонская																			
Силурийская																			
Ордовикская																			
Кембрийская																			
Протерозойская																			
Архейская																			



Фиг. 10. Возрастные соотношения выветрелых и перекрывающих их осадочных пород для различных участков Прибайкалья

1 - возраст пород, на которых известна кора выветривания; 2 - возраст осадочных перекрывающих пород; 3 - время, в течение которого могло идти выветривание; 4 - предполагаемый возраст коры выветривания

На отдельных участках образование прогибов происходило, по-видимому уже в палеогене: палеогеновые осадки встречены во впадинах Ангаро-Ленского междуречья и Витимского плоскогорья (Логачев и др., 1964; Беличенко и др., 1962).

Наиболее тесно кора выветривания с перекрывающими отложениями связана в районе Ангаро-Ленского междуречья. Здесь на каолинитовой коре выветривания средне-верхнеюрских осадочных отложений лежат перотложенные продукты коры выветривания, представленные каолиновыми глинами, запесоченными кварцевым песком. Нижние части продуктов перетложения обычно макроскопически трудно отличимы от коры выветривания. Они схожи с нею по минеральному составу и отличаются по текстурно-структурным признакам, выявляемым при детальном исследовании. Перемещение материала местное, продукты в низах разреза не обнаруживают сортировки и привноса постороннего материала. Мощность такой переходной зоны от коры выветривания к осадочным образованиям несколько метров. Выше по разрезу увеличивается сортировка материала, в процессе которой обломочная часть, представленная преимущест

венно кварцем, отделяется от глинистой, представленной каолинитом; появляются прослои и горизонты бурых углей. Отложения содержат богатый олигоценый спорово-пыльцевой комплекс теплолюбивых форм (Климанова, 1963), который в совокупности с каолинитовой глинистой составляющей пород указывает на гумидные условия отложения. Осадконакопление происходило на локальных участках одновременно с прогибанием их. На остальной территории в олигоцене могло продолжаться выветривание. Стало быть, в течение почти всего палеогенового периода существовали условия, благоприятные для корообразования.

В неогене после длительного периода развития в условиях спокойного тектонического режима и теплого влажного климата начинается изменение этих условий, в результате чего прекращается образование гумидной коры выветривания и начинается ее размыв и преобразование. Геохимические условия в бассейнах осадконакопления (преимущественно озерах) в миоцене в связи с изменением климата (похолоданием и аридизацией) изменяются; вместо каолинита (как в палеогене) глинистый минерал представлен монтмориллонитом, хотя область питания для них была одна и та же (Ломоносова, 1963). На начальном этапе образования отложений миоцена тектоническая обстановка оставалась еще спокойной, о чем говорит характер осадков, представленных преимущественно глинистыми отложениями, образованными за счет размыва коры выветривания, с пластами бурого угля.

К концу неогена (в плиоцене) начинается более резкое углубление впадин (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1964). Характер осадков меняется: они становятся более грубозернистыми, особенно по краям впадин, и менее отсортированными (Логачев, 1958). Прогибание сопровождается небольшими разломами, преимущественно по линиям древнего заложения. Заполнение впадин осадками происходит одновременно с их углублением. Плиоценовые отложения уже являются по составу песчано-галечными. Характер третичных отложений свидетельствует, по В.В. Ламакину (1966), о запоздалом поднятии гор. В течение миоцена Байкальская впадина углублялась среди прилегавшей к ней равнинной и местами мелкогористой местности, и только впоследствии произошло поднятие обрамляющих ее гор.

Кора выветривания сохраняла площадной характер залегания до начала проявления активных неотектонических движений, т.е. в течение неогена; однако на участках, прилегающих к впадинам байкальского типа, по-видимому, шел ее размыв, а верхние части коры выветривания подвергались изменению в условиях изменившейся климатической обстановки. Как было отмечено, во впадинах отлагались монтмориллонитовые глины. Наблюдается монтмориллонитизация и верхних частей коры выветривания. Это описано Н.А. Логачевым (Логачев и др., 1964) и наблюдалось нами.

В конце неогена при проявлении разрывных нарушений и более сильном углублении впадин в районе развития впадин байкальского типа кора выветривания была расчленена на отдельные блоки и опущена на разные гипсометрические уровни. Грабены, как и большинство структур в Прибайкалье, имеющих северо-восточное простирание и вытянутых в этом

направлении, являются линейными зонами, поэтому и участки кор выветривания характеризуются линейностью. Сбросы с меньшими амплитудами смещения часто наблюдаются на участках распространения коры выветривания, где образуют зоны дробления среди выветрелых пород. По нашим наблюдениям (что было отмечено выше) в Прибайкалье произошло два этапа тектонической активизации района. Грабены, образовавшиеся в течение первого этапа, были сnivelированы новой поверхностью выравнивания, которая во время второго этапа также была расчленена и на большей части региона уничтожена при горообразовании; остатки этой поверхности выравнивания мы и наблюдаем в настоящее время в Прибайкалье.

Глава IV

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА РАЗЛИЧНЫХ ПОРОДАХ

В Прибайкалье, как было отмечено, кора выветривания развита на всех разновидностях пород докембрийского кристаллического фундамента, а также на мезозойских осадочно-вулканогенных и интрузивных породах. В основании Байкальской впадины она известна преимущественно на архейских глубоко метаморфизованных породах (гнейсах, амфиболитах, мигматитах, кварцитах, мраморах) и более молодых изверженных (пегматитах, гранитах, габбро, перидотитах). Кору выветривания детально изучены на главных разновидностях алюмосиликатных пород, слагающих кристаллический фундамент в центральной части Байкальской впадины (на склоновых участках впадины и на площади Ольхонской поперечно-диагональной перемычки), их состав и строение во многом зависят от состава исходных пород, поэтому породы фундамента условно объединены в 3 группы: магматические и метаморфические породы кислого состава (кварц-полевошпатовые, иногда с биотитом), основного состава (амфибол- и пироксенсодержащие, иногда с биотитом) и изверженные породы ультраосновного состава (оливинсодержащие). Кроме описания коры выветривания на кристаллических породах фундамента впадины, рассмотрен профиль выветривания на юрских песчаниках Ангаро-Ленского междуречья, ввиду того, что недавно высказано мнение (Чекин, 1968₁) о том, что это не кора выветривания, а нормальноосадочные отложения. Песчаники по содержанию кремнезема отнесены к группе кислых пород.

Изучение профилей выветривания на различных породах обнаруживает их зональное строение, связанное со стадийностью изменения исходных минералов в коре выветривания. Следуя классификации И.И. Гинзбурга (1963), мы выделяем в коре выветривания снизу вверх по разрезу следующие зоны (по преобладающим процессам): 1) зону начального разложения силикатов (дизинтеграции, начала выщелачивания и гидратации); 2) зону развития выщелачивания и конечной гидратации; 3) зону развития гидролиза, конечного выщелачивания и начального окисления; 4) зону окисления и конечного гидролиза. Перечисленные зоны являются общими для всех типов коры выветривания, при описании отдельных типов приведены частные наименования зон по преобладающим минеральным новообразованиям, соответствующие названным зонам.

В области распространения архейских кристаллических пород широко развиты послепермские интрузивные гранитоиды и их производные, которые Е.В. Павловский и А.С. Ескин (1964) объединяют в шаранурский комплекс нижнего протерозоя. По-видимому, среди них часть пегматитовых тел с более молодым (палеозойским) возрастом, поскольку ими повсеместно секутся изверженные тела ультраосновного и основного составов, имеющие, по этим же исследователям, верхнепротерозойский возраст; зальбанды пегматитовых тел четко ограничены.

Гранитоиды образуют вытянутые в северо-восточном направлении массивы и дайки, приуроченные к тектоническим зонам и контактам парапетаморфических пород разного состава. Дайки встречаются как согласные с напластованием пород, так и секущие; и те и другие трещинового типа. С гранитоидами тесно генетически связаны пегматитовые жилы, последние часто образуют пегматитовые поля из нескольких десятков пегматитовых жил. А.В. Сорокин (1957), изучавший пегматиты Прибайкалья, объединял пегматиты Центрального Прибайкалья в Ольхонское пегматитовое поле (прибрежная полоса восточнее Приморского хребта от устья р. Большая Бугульдейка до мыса Зама). В.С. Малых (1963) выделяет на этой площади несколько более мелких пегматитовых полей: Нарын-Кунтинское, Улан-Нурское, Бугульдейское, Иликсинское, Борсойское и др. Нарын-Кунтинское пегматитовое поле, представляющее разведанное месторождение керамического сырья, эксплуатируется. Некоторые участки, например Улан-Нурский, несут редкометалльную минерализацию.

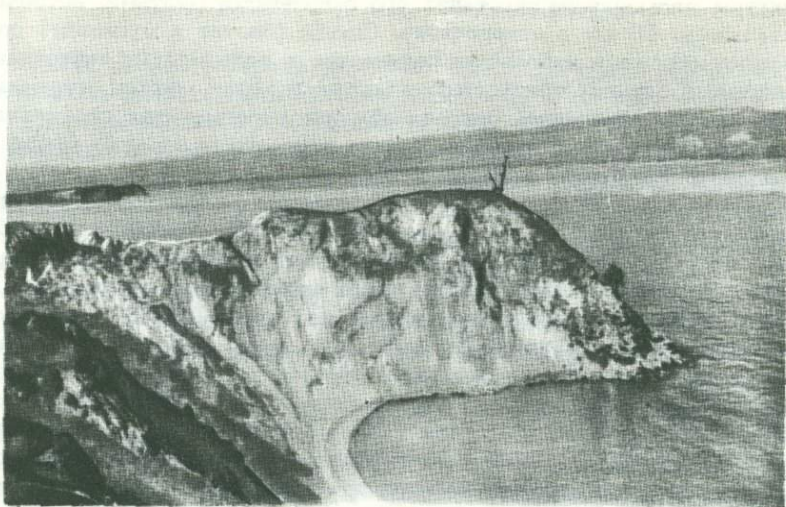
Гранитоидные тела, как указывают Е.В. Павловский и А.С. Ескин (1964), не дифференцированы; изменение их состава происходит только под влиянием вмещающих пород: если гранитоиды внедрились в породы кислого состава (гнейсо-граниты, кварциты, слюдяные гнейсы и т.д.), то их состав не меняется; при прорывании же пород основного состава (амфиболиты, габбро и т.д.) влияние последних сказывается в появлении в гранитоидах темноцветных минералов, чаще всего роговой обманки. По составу гранитоиды обыкновенные, щелочноеземельного ряда. Это светло-серые, средне-крупнозернистые массивные породы. Сложены обычно микроклином (25-65%), плагиоклазом (10-30%), кварцем (10-40%) биотитом (1-2%); из аксессуарных присутствуют магнетит, сфен, циркон, апатит и ортит.

Пегматиты образуют жилы и линзы длиной от 100-120 м при мощности 2-20 м; в парапетаморфических породах они представлены согласными с напластованием формами и имеют северо-восточное простирание, а в изверженных породах образуют секущие крутопадающие тела. А.В. Сорокин (1957) выделяет пегматиты аплитовой, гранитной, графической, пегматоидной и блоковой структур. Пегматиты слагаются преимущественно микроклином и кварцем; в отличие от материнских гранитов плагиоклаз в них редко встречается, иногда наблюдаются ортоклаз, олигоклаз и альбит в виде включений в микроклине. Микроклин бывает решетчатый и пертитовый, его кристаллы достигают 8 см в длину. Кварц имеет светло-серую или темно-серую окраску, часто наблюдаются

структуры письменного срастания его с полевыми шпатами, встречаются кристаллы до 15 см в поперечнике. Слюды (биотит и мусковит) присутствуют обычно в небольшом количестве в виде мелких листочков. В некоторых случаях присутствуют магнетит, сфен, циркон, турмалин, гранат и ортит. Гибридная роговая обманка в пегматитах скрещения достигает 10–12 см в длину и 2 см в поперечном сечении (залиты Харалдай, Баян-Шунген и Сарайский).

Среди пегматитов района выделяют пегматиты "чистой линии" с биотитом или мусковитом и пегматиты "скрещения" – биотит–роговообманковые. Последние образовались под влиянием вмещающих пород основного состава. Возле пегматитовых жил часто наблюдаются контактовые изменения пород. Е.В. Павловским и А.С. Ескиным (1964) отмечается ороговикование архейских пород вдоль контактов. На мысе Харалдай можно наблюдать интересный контакт пегматитов с мраморизованными архейскими известняками; известняки слагают окончание мыса и предохраняют выветрелые пегматиты от размыва (фиг. 11). На контакте развиты скарноиды, а в пегматитах – крупные кристаллы роговой обманки. Более значительно изменению под воздействием пегматитов повсеместно подвергались основные и ультраосновные породы. Вдоль контактов обычно наблюдаются зональные контактово–реакционные оторочки, состоящие из биотита, тремолита, карбонатов. Кроме того, в породах часто наблюдается хлоритизация, серпентинизация, оталькование.

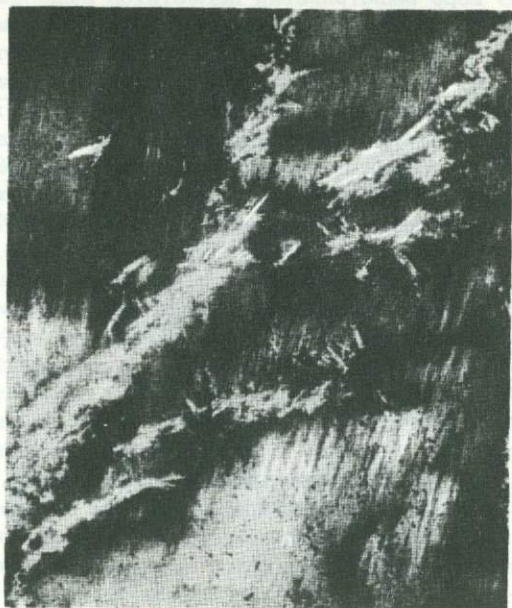
Кислые породы изверженного происхождения выветриванию поддаются хуже пород более основного состава, причем наблюдается зависимость степени выветривания их от состава вмещающих пород; пегматитовые жилы среди гипербазитов обычно слабыветрелые, тогда как среди пород кислого состава (например, среди биотитовых гнейсов) они интенсивно выветрелые. Выветрелые гранитоиды, особенно пегматиты, в районе встречаются очень часто; они выделяются своей белочностью на фоне окружающих пород (фиг. 11). Их можно наблюдать в обнажениях маломорского берега Ольхона в заливе Уларья губа, Саса, Баян-Шунген, Хонхойская губа, на мысе Харалдай и в других местах; они также вскрыты скважинами на участках Озерский, Борсойский Тажеран и др. Выветрелые пегматиты – рыхлые, сыпучие породы белого цвета; состоят преимущественно из каолинита и остаточных зерен кварца, иногда с примесью гидроспид и нонtronитизированной и обохренной роговой обманки. Породы крупных гранитных тел менее выветрелые, чем мелких пегматитовых жил, чаще всего они дезинтегрированы и представляют собой так называемый гнилой камень, который при малейшем воздействии на него рассыпается в дресву. Такие породы часто можно наблюдать в Прибайкалье, например они описаны Н.А. Флоренсовым (1964) в бухте Песчаная; скважинами они вскрыты под неогеновыми отложениями на о-ве Ольхон и в среднем течении р. Анга, в Западном Прибайкалье и особенно широко развиты в Восточном Прибайкалье (Ламакин, 1960), где степень их выветривания часто более высокая, и Южном Прибайкалье, где разведано Слюдянокское месторождение каолина. Первичные каолины по гранитам в отличие от выветрелых пегматитов обычно содержат более высокий процент гидрокислов железа, поэтому имеют меньший практический интерес.



Фиг. 11. Кора выветривания пегматитов на мысе Харалдай (вид с севера)



Фиг. 12. Выветривание плагиоклаза в зоне дезинтеграции; обр. 312-3; увел. 46, николи ×



Фиг. 13. Развитие гидрослюда по трещинкам в полево м шпате; обр. 304-2; увел. 150; николи x



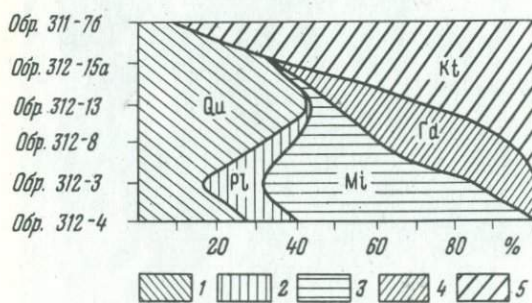
Фиг. 14. Гидрослюда; обр. 311-106; увел. 150; николи x

В коре выветривания пегматитов выделяются следующие зоны (снизу вверх): 1) дезинтеграции (метры, десятки метров); 2) выщелачивания (метры); 3) гидролиза (метры, десятки метров).

Зона дезинтеграции формируется на начальных этапах выветривания, располагается внизу профиля выветривания; породы по сравнению с невыветрелыми здесь разрыхлены, сыпучи. Дезинтегрированные пегматиты изучались нами на мысе Харалдайском. Здесь они имеют мощность 3–5 м. Главными компонентами дезинтегрированных пегматитов являются полевой шпат (60–65%), кварц (28–35%), мусковит (2–5%), вблизи контакта роговая обманка (15–20%). Полевой шпат представлен микроклином и плагиоклазом, по последнему участками развит мусковит и цоизит. Из аксессуарных чаще присутствуют циркон и апатит. Полевые шпаты выщелачиваются и растрескиваются (фиг. 12), пористость пород в этой зоне 2,68–4,53% (табл. 1, обр. 312–3, 312–4). Низкое содержание воды говорит о почти полном отсутствии гидратации минералов. Зона дезинтеграции гранитоидов является очень мощной по сравнению с другими породами и достигает иногда нескольких десятков метров; это связано с минеральным составом пород, сложенных трудно выветривающимися микроклином и кварцем в сочетании с быстро разлагающимся плагиоклазом. Хорошим примером дезинтегрированных пегматитов является Нарын–Кунтинское месторождение керамического сырья: дезинтегрированность пород позволяет производить ручную разборку, отделяя полевой шпат от кварца. Химический состав пород этой зоны почти не изменяется по сравнению с химическим составом материнской породы.

Зона выщелачивания и гидратации (гидрослюдисто–каолинитовая) отличается от нижележащей начавшейся гидратацией минералов и активным выносом щелочей. Внизу зоны по плагиоклазам начинается образование гидрослюда. Гидрослюда развивается беспорядочно в виде мелких листочков по трещинкам и гнездообразно на пересечении трещинок (фиг. 13). Двупреломление ее 0,012–0,025, участками более низкое. Невыветрелые плагиоклазы сохраняются только в нижней части зоны, выше они полностью разложены и замещены гидрослюдой (фиг. 14), которая постепенно переходит в каолинит. Микроклин выветривается труднее, но и его содержание снизу вверх по разрезу зоны уменьшается в 2–3 раза (фиг. 15); он выщелачивается и замещается каолинитом.

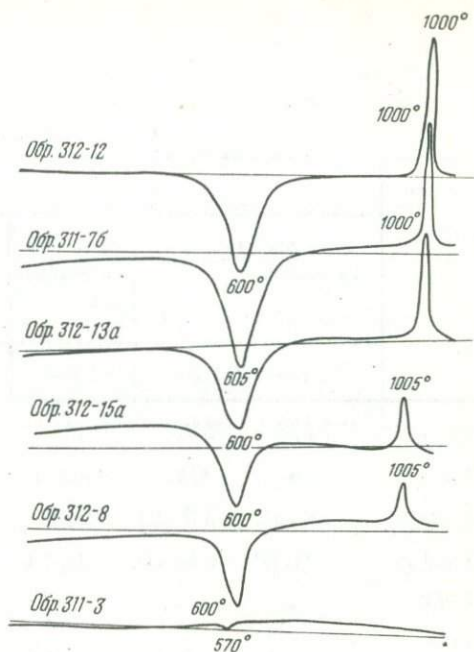
Дифференциальный термический анализ глинистого минерала выветрелого пегматита из верхней части описываемой зоны (обр. 312–8) по-



Фиг. 15. Изменение содержания основных минералов по профилю выветривания пегматитов

1 – кварц; 2 – плагиоклаз; 3 – микроклин; 4 – гидрослюда; 5 – каолинит

фиг. 16. Кривые нагревания образцов по профилю выветривания пегматитов



казывает его каолининовый состав с характерными остановками при 600° (эндоэффект) и 1005° (экзоэффект) (фиг. 16).

Гибридная роговая обманка в этой зоне полностью замещена нонтронитом и частично обохрена. Кварц сильно трещиноватый, корродированный. Пористость породы возрастает до 10% и более, объемный вес уменьшается с 2,50-2,55 до 2,34 г/см³ (табл. 1).

Основным минералом зоны гидролиза является каолинит; полевые шпаты полностью разложены, сохраняется небольшое количество кварца и гидрослюды. Пористость породы увеличивается до 40% и более, объемный вес уменьшается до 1,55 г/см³ (табл. 1). Каолинит образует крупные и мелкие кристаллы, часто вермикулитоподобные (фиг. 17), иногда сферокристаллы; $N_g=N_m = 1,565$, $N_g-N_p = 0,005-0,007$. Механический анализ (обр. 115-13) показывает, что большую часть породы (65%) слагают зерна менее 0,01 мм, что говорит о значительной глинизации первичных минералов (фиг. 18). Оставшиеся 35,0% в основном слагаются минералами легкой фракции (на 99,74%), из которых 75,1% составляет кварц, 24,3% микроклин и 0,6% биотит. Тяжелая фракция (0,26%) представлена рудными минералами: гематитом, магнетитом и лимонитом; в единичных случаях встречаются клиноцоизит, циркон, роговая обманка, гранат и сфен. Во фракции 0,05-0,1 мм определено 70% кварца, 8% микроклина, 3% гидрослюды и 19% каолинизированных зерен. Фракция меньше 0,01 м состоит из каолинита с небольшой примесью гидрослюды. Рентгеноструктурный анализ обнаруживает интенсивные линии каолинита. Химический состав выветрелого пегматита, отмытого от крупного кварцевого щебня, приведен в табл. 1 (обр. В-1), он близок к составу каолинита. Дифференциальный термический анализ глинистых минералов из этой зоны дает четкие каолининовые остановки около 600° (эндоэффект) и около 1000° (экзоэффект). Величина пиков увеличивается с увеличением степени раскристаллизованности каолинита (фиг. 16). В зоне гидролиза (табл. 1) резко уменьшается количество кварца и кремнезема вообще, отношение глинозема к кремнезему в породе становится близким к каолининовому, содержание воды соответствует этому отношению, количество примесей небольшое (менее 2%).

Компоненты	%					
	зона дезинтеграции		зона выщелачивания	зона гидролиза		
	312-4	312-3	312-8	312-13	312-15a	115-13
SiO ₂	72,65	69,0	68,70	70,07	68,46	63,89
TiO ₂	-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,07
Al ₂ O ₃	14,93	17,20	19,31	19,14	21,10	25,00
Fe ₂ O ₃	0,74	0,40	0,44	0,87	0,60	0,70
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	-	Сл.	-	Сл.	-	-
MgO	-	0,47	0,10	0,29	0,20	-
CaO	0,82	0,39	0,70	0,27	0,13	-
Na ₂ O	1,06	2,39	1,72	0,12	0,19	-
K ₂ O	9,81	9,21	3,33	3,20	2,84	-
H ₂ O ⁻	-	0,34	1,13	0,24	0,64	8,56
H ₂ O ⁺	0,12	0,10	4,23	5,51	5,29	-
SiO ₂ св.	Не опр.	16,29	29,83	44,69	33,01	-
Сумма	100,13	99,50	100,66	99,71	99,45	98,22
Об. вес	2,55	2,50	2,34	1,87	1,66	-
Пористость	2,68	4,53	10,69	28,63	36,40	-

Аналитики: В.В. Кухарчик, Л.С. Цимлянская, Л.А. Твердова.

Подобное зональное строение коры выветривания пегматитов наблюдается в Центральном Прибайкалье во многих разрезах. Так, на участке Борсойский Тажеран скв. № 13 глубиной 86 м прошла почти весь разрез по выветрелым гранито-пегматитам, за исключением интервала

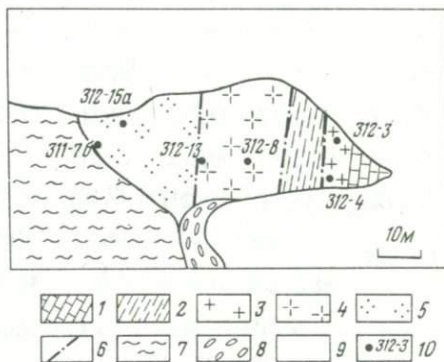
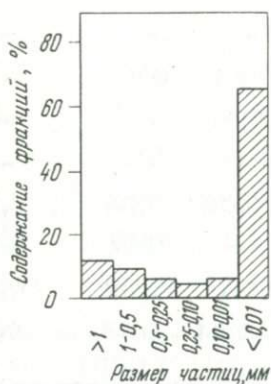
выветрелых пегматитов

	г/см							
	зона дезинтеграции		зона выщелачивания	зона гидролиза				
	В-1	311-76	312-4	312-3	312-8	312-13	312-15a	311-76
	50,19	49,29	1,86	1,73	1,60	1,31	1,14	0,76
	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	35,15	36,40	0,38	0,43	0,45	0,36	0,35	0,56
	0,65	0,98	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	0,07	-	-	-	-	-	-
	0,39	-	-	0,01	0,02	0,01	0,01	-
	0,14	0,27	0,02	0,01	0,01	0,01	-	-
	0,03	0,05	0,02	0,06	0,04	-	-	-
	1,02	0,60	0,25	0,23	0,08	0,06	0,05	0,01
	11,65	0,68	-	0,01	0,03	-	0,01	0,01
	-	12,14	-	-	0,10	0,10	0,09	0,19
	-	7,69	-	0,41	0,70	0,84	0,55	0,12
	99,24	100,38	2,55	2,50	2,34	1,87	1,66	1,55
	-	1,55						
	-	40,84						

40-64 м, представленного выветрелыми биотитовыми гнейсами и известняками. Внизу разреза, в интервале 64-86 м, гранито-пегматиты дезинтегрированные и выщелоченные, цвет серовато- и желтовато-белый; выше 40 м до поверхности преимущественно каолинизированные, цвет преобладает белый.



Фиг. 17. Вермикулитоподобные сростки каолинита по полевым шпатам; обр. 311-76; увел. 150; николи ×



Фиг. 18. Гранулометрический состав выветрелого пегматита; обр. 115-13

Фиг. 19. Условия залегания коры выветривания пегматитов на мысе Харалдай (разрез)

1 - мраморизованные известняки; 2 - гнейсы, скарноиды; 3 - пегматиты слабовыветрелые, дезинтегрированные; 4 - выщелоченные, частично каолинизированные пегматиты; 5 - каолинизированные пегматиты; 6 - тектонические нарушения; 7 - осыпь; 8 - пляжевые отложения; 9 - вода; 10 - номера образцов

На мысе Харалдай устанавливается субвертикальная смена зон (Чекин, 1968₂); однако эта субвертикальная зональность объясняется различными амплитудами вертикального послекорового смещения блоков фундамента с развитой корой выветривания, в результате чего на одном гипсометрическом уровне в настоящее время наблюдаем разные зоны коры выветривания. Мыс Харалдай представляет собой выветренное пегматитовое тело, имеющее в окончании мыса защитный слой из архейского мрамора, предохранившего кору выветривания от полного размыва (фиг. 19). Мыс вдается в озеро на 70–75 м и интенсивно размывается как с севера, так и с юга, образуя в настоящее время узкую перемычку (см. фиг. 11). Это один из примеров типичной формы мысов маломорского побережья. Высота обнажений выветрелых пегматитов 30 м. Мрамор, слагающий окончание мыса, массивный, плотный, крупнокристаллический, белого цвета, с гнездами и чешуйками графита. На контакте мраморов с пегматитом развиты скарнированные породы. Пегматит, как и мрамор, в окончании мыса невыветрелый (фиг. 19). В сторону острова невыветрелый пегматит сменяется интенсивно выветрелыми рыхлыми гнейсами с апофизами пегматита. Их выход 12 м. Породы пестрые по окраске, омарганцованные. Омарганцевание инфильтрационное, по трещинкам и конкреционным стяжениям (фиг. 20). Инфильтрационный марганец отлагался также вдоль кварцевых жил, секущих пегматитовое тело. Гнейсы в сторону острова сменяются выветрелыми пегматитами. Внедрение пегматита происходило по тектоническому нарушению. Однако рядом и параллельно с этим разломом древнего заложения наблюдаются молодые послекоровые разломы с небольшими подвижками, которые оказали большое влияние на кору выветривания, разбив ее на отдельные блоки. Блок пегматитов, примыкающий к гнейсам, менее выветрелый; полевые шпаты каолинизированы частично, тогда как пегматиты следующего за ним блока интенсивно каолинизированы и представляют собою зону гидролиза. Впоследствии поверхность блоков была снивелирована, и сейчас разные зоны коры выветривания находятся на одном гипсометрическом уровне. Тектонические нарушения между блоками сопровождаются зонами дробления; но так как молодые нарушения накладывались на выветрелые породы, образовались интенсивно перемятые, пестрые рыхлые образования. На северной стороне мыса можно наблюдать несколько зон дробления. Одна зона находится на контакте гнейсов и пегматитов и представлена перематыми гнейсами и пегматитами (фиг. 20), впоследствии омарганцованными и нитронизованными. Остальные зоны дробления находятся в пегматитах; они сложены глыбами и обломками выветрелого пегматита, которые цементируются глинистым веществом коричневого цвета.

Как было отмечено, выветривание пегматитов начинается с выщелачивания и гидратации минералов. Щелочи входят в основном в состав микроклина (калий) и плагиоклазов (натрий); повышенное содержание окиси магния в обр. 312–8 (табл. 1) объясняется присутствием в этом образце гибридной роговой обманки. Калий выщелачивается медленнее, чем натрий. Хотя его содержание в зоне выщелачивания и гидратации уменьшается по сравнению с материнской породой в 3 раза (табл. 1), оно остается еще достаточно высоким: примерно треть зерен микроклина



Фиг. 20. Перемятые выветрелые породы с контакта гнейсов и пегматитов на мысе Харалдай

еще остаются свежими, неразложенными (см. фиг. 15). Место натрия в минералах занимает вода, количество ее увеличивается в зоне до 5,5% (табл. 1). За счет более энергичного выноса калия и других элементов идет накопление алюминия.

Зона гидролиза характеризуется полным выносом щелочей, и первичных минералов, значительным выносом кремнезема и глинозема (табл. 1). Породы зоны состоят преимущественно

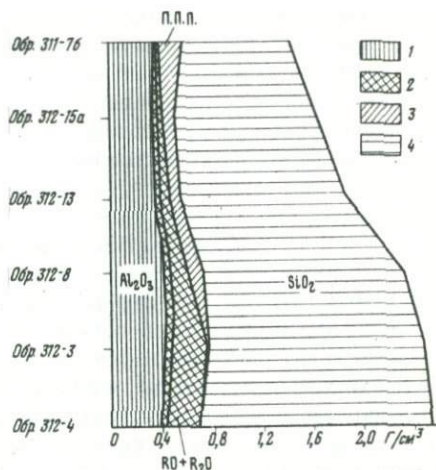
Таблица

Содержание щелочных и щелочноземельных элементов в коре выветривания пегматитов (в %)

Образец	K	Na	Li	Rb	Cs	K: Rb	Rb
312-4	7,94	0,91	0,0004	0,0217	0,0007	365	0,0
312-8	6,90	1,74	0,0003	0,0149	0,0000	463	0,0
312-3	5,96	2,98	0,0002	0,0124	0,0000	480	0,0
312-13	2,58	0,12	0,0020	0,0094	0,0000	274	0,0
312-15a	1,82	0,10	0,0023	0,0064	0,0000	284	0,0
311-12	0,40	0,20	0,0064	0,0029	0,0000	140	0,0
311-76	0,45	0,05	0,0024	0,0019	0,0002	236	0,0

Фиг. 21. Геохимический профиль выветривания пегматитов

1 - Al_2O_3 ; 2 - $RO + R_2O$;
3 - п.п.п.; 4 - SiO_2



каолинита и остаточных зерен кварца. Сравнение содержаний химических компонентов, пересчитанных на объемные веса (табл. 1), показывает закономерное увеличение выноса кремнезема вверх по разрезу, вынос достигает 50–60% (фиг. 21). Гидрокислы алюминия и железа, напротив, обладают малой подвижностью и, по-видимому, не выносятся из породы.

Определение щелочных и щелочноземельных элементов методом пламенной фотометрии показало повышенное содержание этих элементов в пегматитах по сравнению с их содержанием в других породах. Наблюдается четкая зависимость содержания рубидия от содержания калия в выветрелых породах: при уменьшении калия пропорционально уменьшается содержание рубидия (табл. 2) – от 0,0217 до 0,0019%. Однако при этом отношение калия и рубидия не остается постоянным, а уменьшается при увеличении степени выветрелости породы (табл. 2). В выветрелых породах отношение калия к рубидию резко понижается. Это говорит о более энергичном выносе калия и относительном накоплении рубидия несмотря на его абсолютный вынос. Первые три образца (табл. 2) взяты из зоны дезинтеграции, микроклин в них почти не выветрелый, содержание рубидия – сотые доли процента. В обр. 312–13 и 312–15а микроклин частично каолинизирован, содержание рубидия уменьшается примерно в 2 раза по сравнению с первоначальным, а калия – в 3 раза. В обр. 312–12 и 311–76 микроклин почти полностью каолинизирован, содержание рубидия по сравнению с первоначальным падает в 10 раз.

Иначе, чем калий, натрий, рубидий, ведет себя в коре выветривания пегматитов литий. Он испытывает четкое накопление в продуктах выветривания, содержание его по сравнению с не выветрелыми породами возрастает в 10 раз; с 0,0002–0,0004 до 0,0020–0,0064% (см. табл. 1).

Выветрелые пегматиты могут быть использованы (и частично используются) в промышленности. Дезинтегрированные крупнокристаллические пегматиты из нижних частей разреза коры выветривания находят

применение в керамической и стекольной промышленности (уже несколько десятков лет разрабатывается Нарын-Кунтинское месторождение для нужд Хайтинской фарфоровой фабрики и Тальцинского стекольного завода). Более выветрелые, каолинизированные, пегматиты ввиду низкого содержания примесей (гидроокислов железа менее 1%) могут быть использованы для получения алюминия.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПЕСЧАНИКОВ

В начале 60-х годов при разбуривании третичных отложений Ангаро-Ленского междуречья в северо-восточном крыле Иркутской впадины под мощными (250-300 м) третичными отложениями была вскрыта кора выветривания на юрских породах. Отложения представлены двумя свитами: нижняя - каменская (олигоцен) - сложена продуктами перееотложения коры выветривания - каолиновыми глинами и кварцевыми песками с прослоями бурых углей; верхняя - баяндаевская (миоцен-нижний плиоцен) - зелеными монтмориллонитовыми глинами с примесью карбонатов; количество карбонатов увеличивается вверх по разрезу, глины обычно запесочены (Логачев и др., 1964).

Юрские породы в отличие от третичных плотные, крепкие, литифицированные, голубовато- и зеленовато-серые с большим количеством обугленных растительных отпечатков и каменным углем; представлены обломочными отложениями (конгломератами, брекчиями, гравеллитами, песчаниками, алеволитами), составляющими до 90% всего разреза. Остальное приходится на долю каменных углей (5-8%) и глинистых разностей (1-5%) (Копорулин, 1966).

Кора выветривания на юрских породах отличается как от юрских, так и от палеогеновых отложений, хотя и не имеет с ними резких границ; отличается прежде всего своей белоцветностью, обусловленной отсутствием органических остатков. Юрские породы содержат большое количество органического материала: тонкий растительный детрит рассеян в массе и образует послойные скопления; вся толща юрских отложений является угленосной, пласты каменного угля черемховской свиты - промышленны. При выветривании обугленные растительные остатки окислялись и выщелачивались; изменилась окраска пород, обусловленная ранее примесью растительного материала. Железо, высвобождающееся при разложении минералов в коре выветривания, в условиях значительного количества органических кислот, возникших при разложении растительных остатков, восстанавливалось и отлагалось на некоторых участках в виде сидерита. Таким образом, кора выветривания угленосных отложений - образование белоцветное. Палеогеновые отложения (каменская свита) также содержат большое количество растительного материала и имеют буровато- и коричневатую-серую окраску вследствие насыщения тонкодисперсным органическим веществом. Среди них встречаются пласты лигнита мощностью 10-15 м с многочисленными каплями янтароподобной смолы.

При выветривании наблюдается постепенное изменение юрских пород снизу вверх по разрезу, приводящее к полной каолинизации породы; при

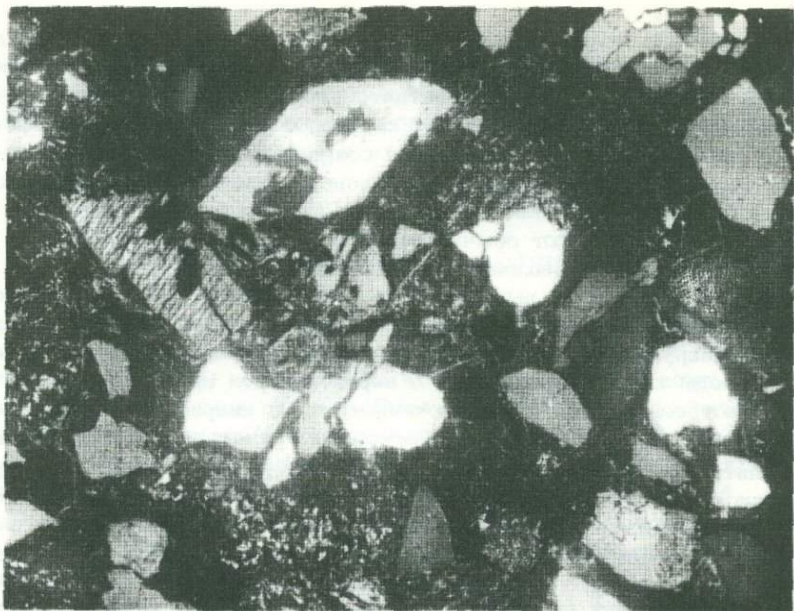
этом полностью сохраняются текстурно-структурные особенности материнской породы. Так, до самых верхов коры выветривания сохраняются контуры первичного цемента (контактового, пленочно-порового, крустификационного извилистого и т. д.), хотя он каолинизирован и каолинит в нем раскристаллизован. Благодаря сохранившимся очертаниям цемента видна форма обломочных зерен, замещенных глинистыми минералами (гидрослодой или каолинитом). Зерна кварца разбиты извилистыми трещинками и представляют обычно несколько обломков с одинаковым угасанием, по краям и трещинкам кварц выщелачивается.

Переход пород коры выветривания в палеогеновые отложения часто макроскопически не заметен; однако он ясно виден в шлифах, прежде всего по нарушению текстурно-структурных особенностей юрской породы. Если породы коры выветривания в верхней части профиля представляют собой растрескавшиеся и выщелоченные зерна кварца, заключенные в глинистый (каолиновый) цемент, в котором отчетливо видно замещение каолинитом обломочных зерен и первичного цемента (фиг. 22), то все эти описанные явления не наблюдаются при переходе к осадочным палеогеновым отложениям. Хотя материал, залегающий выше коры выветривания, является сугубо местным без какого-либо привноса, за исключением растительного материала, распределение его в породе существенно иное. Кварц уже не образует крупных раздробленных зерен, составленных из отдельных обломков, а представлен отдельными мелкими остроугольными обломками, сопоставимыми по величине с частями раздробленных зерен кварца из коры выветривания (фиг. 23). Глинистый цемент является однородным, в нем уже не виден контур первичного цемента и обломочных зерен, не сохраняются и формы выделения каолинита; здесь он крилло-, реже микрокристаллический, структура глинистого материала тонковолокнистая и беспорядочно-чешуйчатая. Порода теряет пористость, приобретает в коре выветривания, глинистый цемент сплошной, базальный, Органический материал в шлифе в виде небольших телефицированных участков. Макроскопически порода приобретает сероватый и коричневатый оттенок за счет тонко рассеянного органического вещества; в шлифе окраска цемента бурая.

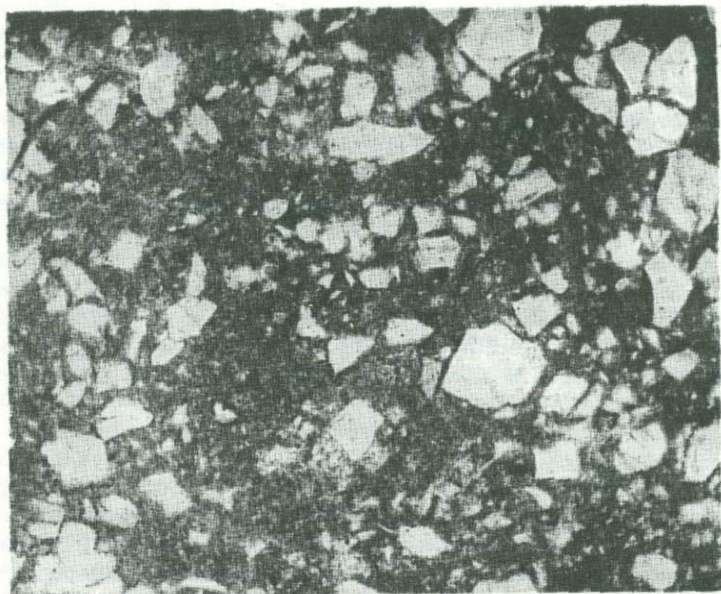
Кора выветривания на юрских породах имеет мощность несколько десятков метров; по данным Н.А. Логачева (1964), кора выветривания юрских пород Ангаро-Ленского междуречья имеет мощность не менее 15 м (до 25-30 м); по данным В.И. Копорулина (1966), кора выветривания юрских пород в центральной части Иркутского угленосного бассейна достигает 80-100 м.

В профиле выветривания отчетливо наблюдается зональность, наиболее выражены обычно следующие зоны (снизу вверх): 1) начального разложения (дезинтегрированных пород с небольшим развитием гидрослоды, мощность их, по нашим данным, до 50 м); 2) выщелачивания и гидратации (гидрослодисто-каолинитовая, мощность 15-20 м); 3) гидролиза (каолинитовая, мощность 10-15 м). Переход между зонами постепенный. Снизу вверх по разрезу обломки силикатных пород и цемент замещаются каолинитом; резко увеличивается пористость пород.

Профиль выветривания юрских песчаников близок к профилю выветривания гранитоидов ввиду близкого минерального состава исходных пород.



Фиг. 22. Песчаник юрский выветрелый; обр. 57-К, увел. 30;
николи ×



Фиг. 23. Песчаник олигоценый; обр. 57-У; увел. 30;
николи ×

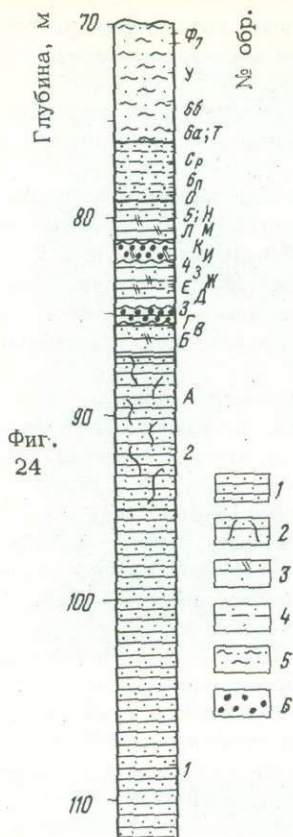
Как типичный пример выветривания юрских пород рассмотрим разрез по скв. № 57, расположенной на Ангаро-Ленском междуречье между поселками Усть-Ордынский и Ользоны.

Скважина глубиной 112 м прошла 76 м по третичным отложениям и вскрыла кору выветривания на юрских породах мощностью более 20 м (фиг. 24).

Исходные породы. Как было отмечено выше, юрские угленосные отложения слагаются обломочными породами, причем песчаники составляют от 30-40 до 60-70% разреза, алевролиты 35-40%, гравелиты 25-26%, а конгломераты и брекчии играют в разрезе ничтожную роль (Копорулин, 1966). Угленосная толща имеет циклическое строение, преобладают в ней (55-60% - до 85%) аллювиальные фации (Копорулин, 1966).

В скв. 57 юрские породы представлены средне-мелкозернистыми (размер обломков до 0,3-0,4 мм) (фиг. 25, обр. 1) песчаниками присаянской свиты, кварц-полевошпатовыми, переходными к полимиктовым. Неизмененные выветриванием песчаники - плотные слоистые породы голубовато- и зеленовато-серого цвета. Обломочная часть (фиг. 26, обр. 1) состоит из полевых шпатов (35-50%), кварца (15-35%), обломков пород (10-15%). В тяжелой фракции, занимающей незначительную часть породы (0,4-0,5%), встречаются гранаты, эпидот, клиноцоизит, сфен, биотит, циркон, апатит и магнетит.

Среди полевых шпатов наиболее развиты калиевые (микроклин и микропертит), часто альбитизированные, менее распространены кислые плагиоклазы типа альбит-олигоклаза. Обломки полевых шпатов имеют неправильную, реже призматическую форму, обычно угловато-окатанные. Кварц образует в песчаниках бесцветные угловато-окатанные и угловатые зерна неправильной формы. Встречаются обломки кварца свежего с нормальным погасанием, обломки давленого кварца с резко волнистым погасанием и обломки кварцита. Среди обломков пород встречаются интрузивные, эффузивные и метаморфические разности, представленные гранитами, гранит-порфирами, фельзит-порфирами, микрофельзитами, эффузивами сиенитового ряда, кремнистыми и слюдисто-кремнистыми породами; очень редко отмечаются обломки, состоящие из тонкочешуйчатой слюдистой массы. Форма обломков вытянутая, округлая или неправильная. Биотит встречается редко, в виде крупных пластинок. Присутствуют две разновидности биотита - зеленая и бурая. Редкие чешуйки хлорита, встречающиеся в породе, образовались за счет биотита. Биотит образует угловатые изогнутые пластинки. На долю гранатов приходится примерно 20% тяжелой фракции (бывает до 60%), причем значительная часть представлена бесцветными зернами, реже встречаются розовые. Обломки граната угловатые и угловато-окатанные неправильной формы. До 35% тяжелой фракции породы составляют минералы эпидотовой группы: эпидот и клиноцоизит. Клиноцоизит бесцветный неправильной формы, а эпидот обычно окрашен в желтоватые и зеленоватые тона. Среди сфена, содержание которого до 15% тяжелой фракции, встречаются две разновидности - бурая и бесцветная; форма обломков неправильная. Содержание циркона в тяжелой фракции до 10%, образует единичные мел-



Фиг. 24. Профиль коры выветривания на юрских песчаниках (скв. 57)

1 - песчаник юрский, плотный, неветрелый; 2 - песчаник дезинтегрированный; 3 - гидрослюдисто-каолинитовая зона; 4 - каолинитовая зона; 5 - переотложенные продукты коры выветривания; 6 - сидеритизация

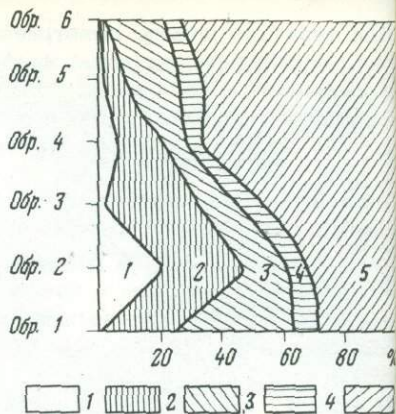
Фиг. 25. Гранулометрический состав коры выветривания песчаников по скв. 57

Размер частиц: 1 - 1-0,5 мм; 2 - 0,5-0,25 мм; 3 - 0,25-0,10 мм; 4 - 0,10-0,01 мм; 5 - менее 0,01 мм

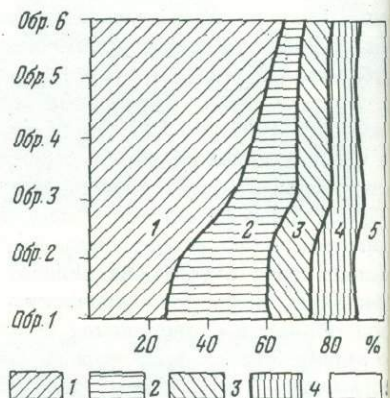
Фиг. 26. Минеральный состав коры выветривания песчаников по скв. 57

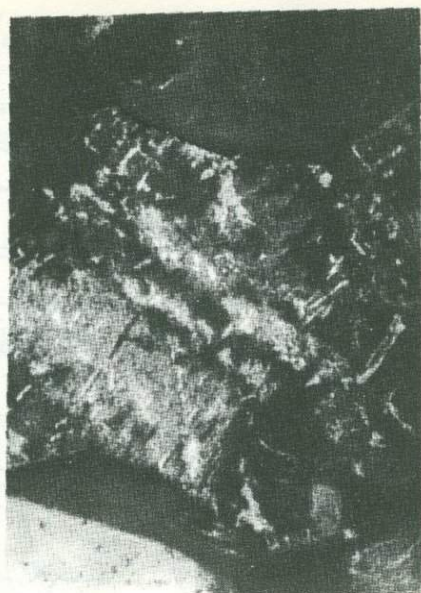
1 - цемент (глинистые минералы); 2 - полевые шпаты; 3 - обломки пород; 4 - кварц; 5 - прочие минералы

Фиг. 25



Фиг. 26





Фиг. 27. Характер монтмориллонитового цемента юрских пород; обр. 57-1; увел. 70; николи x

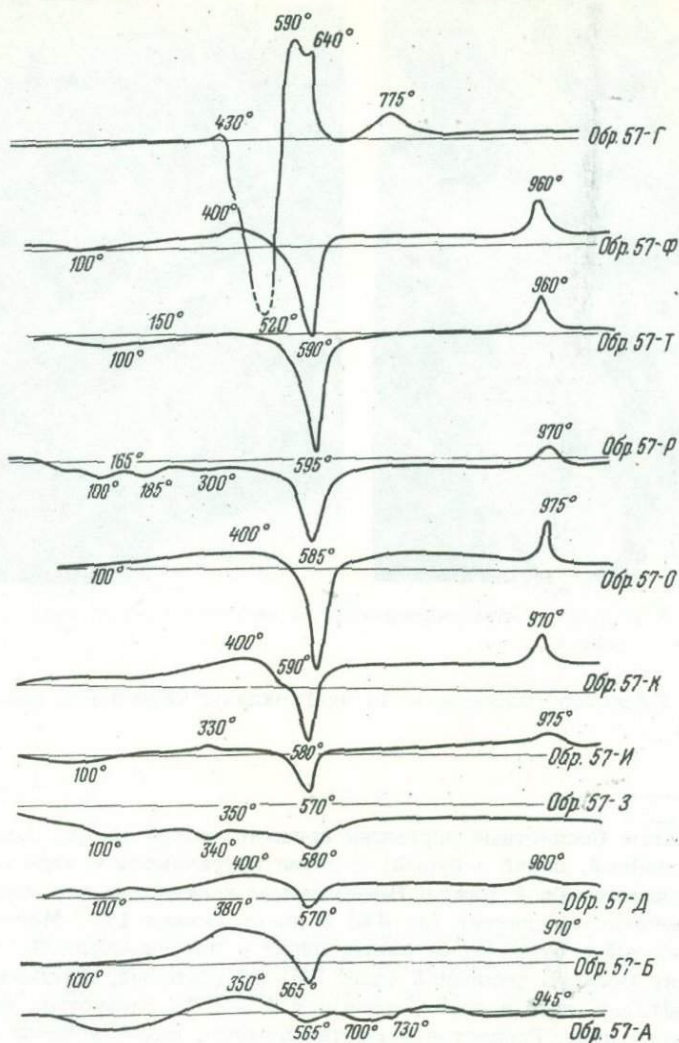
Фиг. 28. Развитие гидрослюды по плагиоклазу; обр. 57-2; увел. 150; николи x

кие овальные бесцветные зернышки призматической формы. Апатит, турмалин (зеленый, синий и бурый) и рутил встречаются в виде единичных зерен призматической формы. В небольшом количестве в тяжелой фракции встречаются магнетит (до 4%) и пирит (менее 1%). Магнетит стально-серый в отраженном свете, пирит - латунно-желтый.

Цемент юрского песчаника (фиг. 27) контактовый, порово-контактный и крустификационный в порах, занимает 15-25%, глинистый, окрашен в буроватый цвет. Глинистое вещество цемента имеет кристоллическое строение, представлено монтмориллонитом. Часто цемент выщелочен; центральные части пор между зернами, ранее выполненные глинистым веществом, сейчас представляют пустоты.

Вверх по разрезу песчаники претерпевают значительные изменения в результате выветривания. Изменяется внешний облик породы - она приобретает белый цвет и рыхлое сложение.

Зона начального разложения. В нижних частях профиля выветривания внешне порода мало отличима от невыветрелых песчаников; она становится менее плотной, разрыхляется и осветляется. Наибольшие изменения происходят с обугленными остатками растений, они растрескиваются и теряют блеск.



Фиг. 29. Кривые нагревания образцов из коры выветривания песчаников

Слабо измененный выветриванием юрский песчаник обнаруживает в шлифе трещиноватость, выщелачивание глинистого цемента и образование гидрослюда. Перистая гидрослюда развивается по плагиоклазам, преимущественно по трещинкам в них (фиг. 28). Внизу разреза она в небольшом количестве, но уже на глубине 90 м большинство кристаллов плагиоклаза почти полностью замещены гидрослюдой. Цемент становится более светлым (бледнозеленым), его крустификационные ленты, сло-

Таблица 3

Рентгенограммы глинистой составляющей из коры выветривания
песчаников

Обр. 57-А		Обр. 57-Д		Обр. 57-А		Обр. 57-Д	
l	d	l	d	l	d	l	d
10 разм.	~14,2	4ш.р.ф.	14-12,5	7ш	2,50	1р.	2,50
1ш.	(7,87) β	-	-	1	2,39	2ш	2,34
7	7,05	7ш.	7,20	1	2,27	<1	2,30
3	6,03	-	-	3р.	2,136	1	2,17
4ш.	4,87	2	4,94	-	-	2	2,136
9	4,45	10	4,51	1	2,08	2ш.р.ф.	1,982
1 разм.	4,24	3	4,25	3	1,919	-	-
1 разм.	4,03	3	4,05	1	1,877	-	-
1 разм.	3,83	-	-	4	1,849	3 дв.	1,829
1	3,68	4	3,70	4ш.	1,699	-	-
6ш.	3,50	3ш.	3,46	2р. дв.	1,664	-	-
5	3,33	9 дв.	3,36	7ш.	1,547	4	1,544
5	3,18	5 дв.	3,20	1	1,514	-	-
6 дв.	3,01	2ш.	3,03	8ш.	1,498	6о. д.	1,492
5ш.	2,80	1ш. р.	2,80	2р. ш.	1,421	-	-
2ш.	2,66	-	-	1ш.	1,375	-	-
6ш.	2,56	8ш.	2,57				

женные монтмориллонитом, частично замещаются плохо окристаллизованным каолинитом, волокна располагаются поперек лент. В верхних частях зоны становится значительно больше глинистого материала, образующего цемент породы, а обломочных зерен меньше за счет их глинизации (см. фиг. 26).

Кривая нагревания (фиг. 29, обр. 57-А) глинистой фракции показывает ее монтмориллонит-гидрослюдистый состав, имеется серия характерных размытых эндо- и экзоэффектов. Рентгеновские исследования глинистой составляющей (табл. 3, обр. 57-А) указывают на преобладание в ней монтмориллонита (за счет первичного цемента песчаников); с глицерином набухает, 001 увеличивается до 17,2 кХ; при нагревании до 600° в течение 2 час. рефлекс 001 смещается до 9,4 кХ.

Химический состав продуктов

Компоненты	%									
	зона дезинтеграции		гидрослюдисто-каолининовая зона			каолининовая зона		перемешенные продукты коры выветривания		
	57-1	57-А	57-Д	57-К	57-И	57-П	57-Р	57-Т	57-У	
SiO ₂	73,43	70,14	68,82	71,78	72,19	67,90	67,22	59,49	60,38	
TiO ₂	0,30	0,44	0,30	0,30	0,28	0,56	0,76	0,66	0,62	
Al ₂ O ₃	13,84	11,09	17,07	16,31	18,09	20,53	18,52	25,65	26,02	
Fe ₂ O ₃	1,03	-	0,96	1,16	0,37	1,00	1,59	1,46	1,50	
FeO	0,90	1,58	-	-	0,10	0,18	-	-	0,14	
MnO	Не опр.	0,03	-	-	-	-	-	-	-	
MgO	"	1,29	0,29	0,29	0,19	0,20	0,99	0,59	0,39	
CaO	"	0,96	0,96	0,69	-	-	0,55	0,55	-	
Na ₂ O	"	2,95	1,59	0,28	0,16	0,12	0,13	0,08	0,09	
K ₂ O	"	3,87	4,03	3,52	3,43	1,74	1,96	0,33	0,27	
H ₂ O ⁻	0,56	1,32	2,11	0,99	0,54	1,96	2,06	2,10	1,27	
H ₂ O ⁺	1,14	1,88	3,65	4,51	4,29	4,77	5,75	8,67	8,63	
Сумма . .	1,80	100,34	99,78	99,83	99,64	98,96	99,53	99,58	99,31	
SiO ₂ кварц	Не опр.	28,54	35,88	39,20	46,78	37,20	35,03	24,50	36,23	
Об. вес	1,98	1,85	1,78	1,68	1,64	Не опр.	1,63	1,70	1,87	
Пористость	25,00	29,72	31,54	35,64	37,02	"	36,99	34,52	28,63	

Аналитики: В.В. Кухарчик, Л.С. Цимлянская.

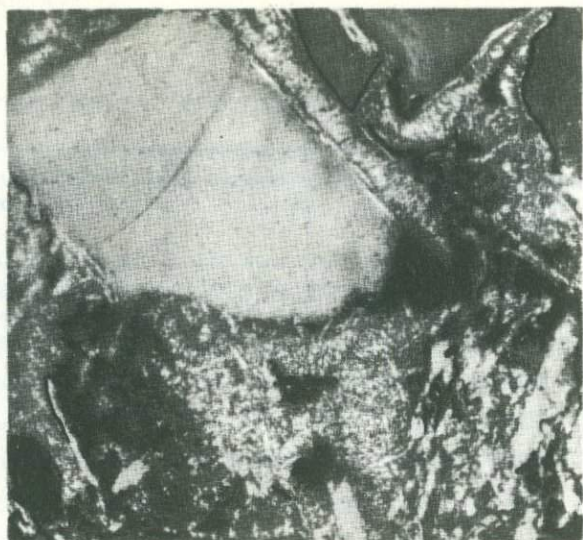
Гидрослюдисто-каолининовая зона. Образовавшаяся по полевым шпатам гидрослюда очень быстро переходит в каолинит. В этой зоне все плагиоклазы замещены гидрослюдой и каолинитом; калиевые же полевые шпаты слабо изменены. Глинистый минерал, замещающий обломки является плохо окристаллизованным каолинитом. Иногда среди него встречаются вермикулитоподобные образования и сферокристаллы каолинита. Первичная форма обломков видна благодаря контактовым каемкам цемента и кристификационным образованиям его внутри пор, которые сохраняются и при полной глинизации обломков. Монтмориллонитовый цемент сохраняя первичную структуру, раскристаллизовывается, замещаясь в нижней зоне каолинитом (фиг. 30). Кривые нагревания глинистой состав-

выветривания юрских песчаников

	г/см ³										
	зона дезинтеграции		гидрослюдисто-каолининовая зона			каолинино-вая зона		перемешенные продукты выветривания			
	57-Ф	57-1	57-А	57-Д	57-К	57-И	57-П	57-Р	57-Т	57-У	57-Ф
	51,63	1,45	1,33	1,22	1,20	1,18	1,11	1,10	1,01	1,13	0,77
	1,34	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
	31,57	0,27	0,22	0,30	0,27	0,30	0,34	0,30	0,44	0,49	0,47
	1,62	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
	0,25	0,02	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,59		0,02	0,01	0,01	-	-	0,02	0,01	0,01	0,01
	-		0,02	0,02	0,01	-	-	0,01	0,01	-	-
	0,14	0,18	0,06	0,04	0,01	-	-	-	-	-	-
	0,27		0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01
	1,48		0,03	0,06	0,09	0,09	0,11	0,13	0,18	0,19	0,18
	10,22										
	99,11	1,98	1,85	1,78	1,68	1,64	1,64	1,63	1,70	1,87	1,49
	10,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1,49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	42,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ющей (фиг. 29, обр. 57-Б, 57-Д, 57-И, 57-К) из пород этой зоны обнаруживают уже четкие, хотя и неглубокие, каолининовые эффекты около 570 и 970°. На рентгенограмме видны интенсивные линии каолинита и слабые монтмориллонитовые (табл. 3, обр. 57-Д). В этой зоне увеличивается пористость пород (она составляет 35-37% породы) и уменьшается объемный вес (до 1,68-1,64 г/см³).

Если в нижней зоне обугленные растительные остатки и пропластки каменного угля еще хорошо видны макроскопически, хотя они уже в значительной степени выщелочены, а в шлифах видна угольная мелочь, то в гидрослюдисто-каолининовой зоне они встречаются только в самых низах разреза (обр. 57-Б). Обугленные остатки трещиноватые, рыхлые, пористые, сажистые.



Фиг. 30. Каолинизация цемента; обр. 57-
-Д; увел. 150; николи x



Фиг. 31. Раскристаллизация каолинита в
верхних частях профиля выветривания юрс-
ких песчаников; обр. 57-6; увел. 150; ни-
коли x

Каолинитовая зона. Главным породообразующим минералом верхней зоны является каолинит. Внизу зоны встречаются гидрослюда и обломки микроклина, вверху зоны остаются только обломки кварца и кварцитов, причем кварц сильно трещиноватый. Снизу вверх по разрезу увеличивается степень окристаллизованности каолинита. Если внизу зоны каолинит в основном плохо окристаллизованный, мелко- и скрытокристаллический (фиг. 30), почти изотропный, с примесью гидрослюда, то вверх по разрезу среди этой массы начинают кристаллизоваться вермикулиты каолинита ($N_g=1,565$; $N_g-N_p = 0,003$), вначале отдельными кристаллами, а затем замещая червеобразными сростками все пространство обломка (фиг. 31). Цемент в этой зоне также полностью раскристаллизован. Среди цемента пор кристаллизуются вермикулиты каолинита, повторяя его крустификационные образования. Контактный цемент, который представлен тонкими пленками между зернами, имеет более яркие интерференционные окраски, поэтому структура породы хорошо видна. Наряду со степенью окристаллизованности вверх по разрезу увеличивается размер образований (сростков) каолинита.

Глинистые минералы, образующие цемент, имеют вид столбиков, лепестков, червячков и т. д. В некоторых участках цемент пластинчатый или розетковидный — глинистые минералы дают розетки и пластинки. По показателю преломления и двупреломлению глинистые минералы относятся к каолинитовой группе. Нередко в цементе встречается гидрослюда с довольно высокой интерференционной окраской. На кривых нагревания (см. фиг. 29, обр. 57-0, 57-P) наблюдаем более четкие и глубокие каолинитовые эффекты, что, по-видимому, находится в зависимости от степени окристаллизованности каолинита.

При выветривании юрских песчаников, как и при выветривании других пород, увеличивается пористость и уменьшается объемный вес (табл. 4). Физико-механические свойства юрских пород Иркутской впадины приведены в статье Г.Б.Пальшина, Г.П. Вологодского и А.П.Шмотова (1968). По их данным крупно- и среднезернистые песчаники имеют объемный вес от 2,38 до 1,96 г/см³ и пористость от 7 до 25%. По нашим данным (табл. 4), в зоне дезинтеграции пористость увеличивается до 25-30% при уменьшении объемного веса до 1,85 г/см³.

В гидрослюдисто-каолинитовой зоне пористость составляет 31-37% и объемный вес 1,78-1,64 г/см³. В каолинитовой зоне эти характеристики остаются примерно такими же; при ее смене переотложенными продуктами наблюдается уменьшение пористости, увеличение объемного веса и нарушение последовательного изменения этих величин.

Содержания окислов, выраженные в г/см³ (табл. 4), показывают последовательный вынос снизу вверх по разрезу кремнезема и щелочей, содержание алюминия и железа остается постоянным.

Вся совокупность описанных признаков говорит о том, что толща, залегающая между типичными юрскими отложениями и флористически охарактеризованными олигоценовыми осадками, является корой выветривания. Снизу вверх по разрезу изменяются следующие характеристики породы:

1) юрские породы разрыхляются (из плотных, монолитных превращаются в рыхлые), увеличивается их пористость, уменьшается объемный вес;

- 2) изменяется окраска, становятся белозветными;
- 3) увеличивается количество глинистого материала;
- 4) уменьшается количество обломков силикатных пород (полевых шпатов, эффузивов), состав обломков становится существенно кварцевым;
- 5) развивается трещиноватость кварца;
- 6) сохраняется структура первичной породы;
- 7) окисляется и выщелачивается углестое вещество;
- 8) наблюдается вынос щелочей и кремнезема;
- 9) обнаруживается зональность профиля выветривания и стадийность изменения минералов;

10) характер изменения пород по разрезу аналогичен изменениям пород в корах выветривания других кислых пород — пегматитов, гнейсов.

Мощные разрезы коры выветривания сохранились только на отдельных участках (Хара-Нурском, Нуха-Нурском, Усть-Ордынском и др.), преимущественно во впадинах, выполненных третичными отложениями. Впадины подобны описанным ранее впадинам байкальского типа; часто они асимметричны, часто борта их сложены сбросами. Наиболее полные разрезы сохранились на склонах впадин. С корами выветривания и продуктами их переотложения в этих впадинах связаны каолиновые месторождения (Каменское и др.). Встречаются чистые каолины с высоким содержанием глинозема и низкими — кремнезема; иногда кремневый модуль больше 1, что говорит о возможном присутствии свободных окислов алюминия; наличие свободного глинозема подтверждается и кривыми нагревания — наличие эндотермического эффекта при 260–290° в некоторых пробах.

Имеются предпосылки для нахождения бокситоподобных пород в этом районе. Об этом говорит совокупность таких фактов, как 1) наличие мощной высокоразвитой коры химического выветривания; 2) наличие мощных горизонтов переотложенных каолинов; 3) угленосность перекрывающих каолиновых отложений; 4) наличие в низах переотложенной каолиновой толщи пестроцветного горизонта; 5) наличие среди каолинов оолитоподобных образований; 6) находки среди каолиновых отложений и в верхней части коры выветривания пород с кремневым модулем больше

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ

В параметаморфических толщах архея Ольхона и Приольхонья широко распространены биотитсодержащие породы: биотитовые и биотит-графитовые плаггиогнейсы и гнейсы, биотит-гранатовые и биотит-гранат-графитовые плаггиогнейсы, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и т. д. Биотитсодержащие породы со значительным содержанием амфибола и пироксена дают зеленоцветные (монтмориллонитовые) коры выветривания и будут рассмотрены в одном из следующих разделов. Здесь мы остановимся на биотитовых гнейсах, дающих при выветривании окристо-каолинитовые коры выветривания. Биотитовые гнейсы, по Е.В. Павловскому и А.С.Ескину (1964), входят в состав хобойской и уланнурской свит архея и имеют седиментационное происхождение. В хобойской свите они имеют преобладающее развитие и слагают нижнюю (большую)

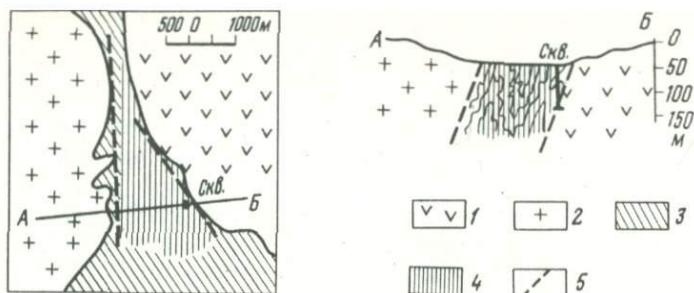
часть ее мощностью 100–125 м (мощность свиты 125–150 м). В уданнурской свите, мощность которой 600–700 м, биотитсодержащие гнейсы имеют подчиненное значение по сравнению с амфиболсодержащими породами, в которых они образуют прослои и линзы, выклинивающиеся по простиранию на расстояние 1–2 км. Мощность биотитовых прослоев до 50 м. Амфибол–биотитовые породы уданнурской свиты интенсивно мигматизированы в отличие от пород хобойской свиты.

Профиль выветривания биотитовых гнейсов рассмотрим на примере скв. 12 (фиг. 32), пробуренной на юге Озерского участка вблизи контакта гнейсов с "озерскими" диоритами. Скважина глубиной 75 м прошла по выветрелым биотитовым гнейсам, переслаивающимся иногда с кварцитами. Породы Озерского участка мигматизированы. Под воздействием магматического материала в биотитовых гнейсах появляются калиевый полевой шпат, замещающий плагиоклазы, мусковит и хлорит по биотиту, сфен и вновь образованный кварц.

Озерский участок находится в центральной части Западного Прибайкалья. Полоса крутопадающих архейских параметаморфических пород прослеживается здесь в северо–западном (СЗ–30°) направлении между интрузивными массивами гранодиоритового состава, расположенными с северо–востока и юго–запада, и сложена амфиболовыми и слюдяными гнейсами и сланцами, мраморизованными известняками и кварцитами.

На участке наблюдается серия тектонических разрывных нарушений сбросового характера. Контакты интрузивных тел с параметаморфическими породами, по–видимому, также тектонические: вдоль контактов отмечаются пегматитовые и кварцевые жилы; в результате более молодых, послекоровых, разрывных нарушений возникли дробленые породы, в которых наблюдаются зеркала скольжения и притертые поверхности с тектонической штриховкой. Таким образом, в настоящее время полоса развития выветрелых параметаморфических пород слагает грабенообразную структурную форму. Эта полоса шириной от нескольких десятков до нескольких сотен метров имеет протяженность более 6 км. Распространение ксы выветривания на глубину изучено слабо. Большинство скважин не вышло из коры выветривания. Несколько глубоких скважин (75, 87, 116 м) прошли по коре выветривания и вошли в пласт трудно выветривающихся пород другого состава (кварциты, известняки). Степень химического преобразования силикатных пород обычно высокая. Мраморизованные известняки в кристаллической пачке интенсивно закарстованы и имеют с поверхности дресвянистый вид.

Будучи приуроченной к полосе параметаморфических пород, кора выветривания имеет соответствующее им северо–западное простирание и крутое залегание под углом 60–75° ЮЗ. Озерский участок распространения коры выветривания отличается от остальных приольхонских участков, имеющих северо–восточное, "байкальское", простирание, северо–западным расположением. По–видимому, основные, оконтуривающие участок разломы, по которым блок выветрелых пород был опущен на значительную глубину, прошли по более древним тектоническим нарушениям, в частности по тектоническому контакту между "озерскими" диоритами и параметаморфической толщей. Выветрелые породы выходят на поверхность или перекрыты маломощными четвертичными отложениями.



Фиг. 32. Условия залегания коры выветривания на Озерском участке

1 — изверженные породы диоритового состава (озерские диориты); 2 — изверженные породы гранитного состава; 3 — парагенетические породы; 4 — кора выветривания; 5 — тектонические нарушения

Невыветрелые биотитовые гнейсы — серые, плотные породы с шелковистым блеском — часто имеют сланцеватую текстуру вследствие субпараллельного расположения биотита и графита.

В гнейсах выделяются прослой, сложенные преимущественно крупночешуйчатым маложелезистым биотитом, с небольшой примесью полевого шпата и кварца, и прослой, сложенные в основном полевым шпатом и кварцем с примесью мелкочешуйчатых слюд (биотита и мусковита). Последние прослой занимают в разрезе скважины примерно 25–30%. Мощность их от нескольких миллиметров до нескольких метров. Порода в основном средне-мелкозернистая, размер зерен от 0,05 × 0,05 до 0,4 × 0,5 мм, а в прослоях, сложенных биотитом, размер чешуек бывает от 0,35 × 0,65 до 1 × 2 мм. Минеральный состав гнейса: биотит, кварц, полевой шпат, мусковит, гематит, циркон, апатит, сфен. В большинстве мусковит-полевошпат-кварцевых прослоев кварц резко преобладает над другими минералами.

Кварц в породе находится в виде различных по форме и размерам обломков, чаще встречаются его мелкие (0,05 × 0,05 мм) угловатые зерна, некоторые крупные обломки кварца образуют гранобластовые агрегаты с мозаичным погасанием. В зависимости от его содержания в породе наблюдаются постепенные переходы от почти мономинеральных биотитовых пород до биотитсодержащих кварцитов.

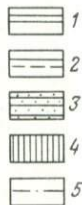
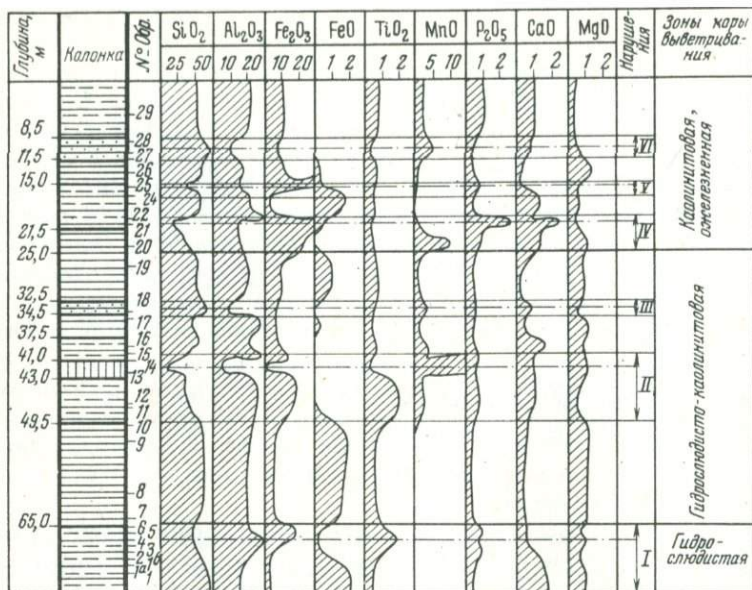
Полевые шпаты представлены микроклином и плагиоклазом № 23–25, образуют мелкие изометричные зерна; содержание их в породе небольшое — от единичных зерен до 20–30%. Биотит красно-коричневый, сохраняется в свежем виде редко, всегда чешуйки и пластинки его интенсивно деформированы и расщеплены по спайности. Частично он хлоритизирован в результате гидротермальных процессов. Плеохроирует от красно-коричневого по Ng до бледного зеленовато-бурого по Np, интерференционные окраски яркие (Ng–Np = 0,035). Мусковит встречается в небольшом количестве (1–2%) в виде тонких бесцветных чешуек. В

отдельных прослоях, в основном сложенных крупночешуйчатым биотитом, чаще вверху разреза, имеется значительное количество крупных изометричной и неправильной формы зерен гематита. Он имеет в проходящем свете красную окраску; при скрещенных николях окраска не меняется. В виде редких включений в породе встречаются мелкие призматические зерна апатита и циркона и более крупные, неправильной формы сфена. В составе биотитовых гнейсов часто встречается графит в количестве до нескольких процентов. Иногда значительную роль в породе играет гранат, который выделяется на сером фоне породы в виде хорошо ограненных кристаллов розового цвета размером в несколько миллиметров. Гранат в шлифе образует округлые изотропные бесцветные или бледно-розовые зерна, по исследованиям А.С. Ескина относится к альмандиновому ряду.

При выветривании биотитовые гнейсы становятся рыхлыми, жирными на ощупь, песчано-глинисто-слоистыми, светло- и желтовато-серыми; сохраняют полосчатую текстуру материнской породы; шелковистый блеск пород, обусловленный значительным содержанием слюды, сохраняется почти до их полной каолинизации.

Выветрелые биотитовые гнейсы и плагиогнейсы представляют собой рыхлые охристо-глинистые породы с псевдоморфозами гидробиотита и каолинита по биотиту. Они выделяются своей пестроцветной, преимущественно красноцветной окраской и шелковистым блеском. Окраска обусловлена гидроокислами железа, которые выделяются при разложении биотита. Выветрелые биотитовые гнейсы наблюдались нами на многих участках распространения коры выветривания: Озерском, Петрово-Поповском, Борсойский Тажеран, Улан-Нурском и других в Приольхонье и в многочисленных береговых обнажениях Малого моря. Мощность коры выветривания, вскрытая скважинами, достигает 100 м и более. В профиле коры выветривания обычно выделяются три зоны: 1) зона начального разложения (гидрослюдистая); 2) зона развития выщелачивания и гидратации (гидрослюдисто-каолининовая); 3) зона гидролиза и начального окисления (гетит-каолининовая). Наиболее мощной является гидрослюдисто-каолининовая зона, сложенная гидробиотитом, вермикулитом, аполевошпатовой гидрослюдой и каолинитом.

Гидрослюдистая зона по скв. 12 имеет мощность 10 м (фиг. 33), слагается рыхлыми желтовато-серыми породами, сохраняющими гнейсовидность. Чешуйки биотита светлеют, приобретают золотистую окраску с бронзовым блеском. В этой зоне сохраняется некоторое количество свежих минералов, однако большинство зерен гидратировано; преобладающими минералами являются гидрослюды, образованные по биотиту и полевым шпатам. Участками наблюдается более сильная гидратация породы с образованием более низкодвупреломляющей гидрослюды и каолинита. Листочки биотита сильно деформированные, изогнутые, растрескавшиеся по спайности; зерно обычно состоит из переслаивающихся гидратированных и негидратированных или гидратированных в разной степени паучек. Слюды при выветривании утончаются и просвечивают в края; блеск матовый; твердость очень низкая. Чешуйки слюд сохраняют форму, совершенно теряют листоватость, упругость, пластичность, приобретают



Фиг. 33. Изменение содержаний химических элементов по профилю выветривания биотитовых гнейсов (в %)

1 - крупнокристаллический биотитовый гнейс; 2 - мусковит-биотитовый гнейс; 3 - кварцит; 4 - марганцевая руда; 5 - тектонические нарушения

восковидный облик. На первом этапе разложения породы происходит окисление закисного железа, гидроокислы железа выходят из решетки минералов и окрашивают породу в бурый цвет. В дальнейшем происходит их перераспределение и осветление некоторых участков породы. На обесцвеченных участках видно, что материнские минералы (биотит, полевой шпат) замещены гидрослюдой.

Маложелезистый крупночешуйчатый биотит, слагающий мономинеральные прослои, разлагается медленнее, чем мелкочешуйчатый; он медленно обесцвечивается, медленно понижает интерференционную окраску. При выветривании получаются псевдоморфозы гидробиотита (фиг. 34), что для биотита, богатого железом, обычно не характерно; псевдоморфно замещаются обычно такие слюды, как мусковит и флогопит. Гидробиотит имеет более светлую, чем биотит, в шлифе желтую, окраску; плеохроирует от светло-желтого по Np до желтого по Ng. Показатели преломления и двупреломления колеблются в широких пределах. В среднем $Ng = Nm = 1,589-1,550$; двупреломление понижается до $0,020-0,018$, в отдельных пакетах $Ng-Np = 0,015$. Гидроокислы железа скапливаются по краям чешуек и между зернами.

Напротив, мелкочешуйчатый биотит из прослоев, сложенных биотитом, кварцем и полевым шпатом, выветривается очень быстро и сохраняет облик первичной невыветрелой слюды только в низах разреза (фиг. 35). Он переходит в гидрослюда и смешивается с подобными же продуктами выветривания полевых шпатов уже в самом низу разреза коры выветривания. Гидрослюда по мелкочешуйчатому биотиту перистая, мелкочешуйчатая ($N_g - N_p = 0,017 - 0,015$, иногда до $0,010$).

По полевым шпатам образуется бледно-зеленая мелкочешуйчатая гидрослюда спутанноволокнистого и перистого сложения (фиг. 36). Форма и размер зерен не сохраняются. Двупреломление $0,012 - 0,015$, $N_g = 1,567 - 1,570$. Изменяется в основном плагиоклаз, микроклин остается свежим.

Обломки кварца интенсивно растворяются, имеют бухтообразную корродированную форму. Мелкие зерна растворяются полностью. Кварца в породе уже на глубине $68,5$ м становится значительно меньше. Он как бы разъедается гидроокислами железа.

Гидрослюдисто-каолинитовая зона (мощность 40 м). Вверх по разрезу слюды еще более обесцвечиваются, становятся более низко-двупреломляющими и частично переходят в каолинит. Крупнокристаллический гидробiotит из мономинеральных прослоев имеет в этой зоне более низкие показатели преломления ($N_g = 1,575 - 1,581$); двупреломление $0,019 - 0,012$; он по-прежнему сохраняет форму и размер первичных зерен и образует крупные псевдоморфозы, почти обесцвеченные, с вкрапленностью лейкоксена. Судя по формам выделения и оптическим свойствам, это вермикулит. Кварц-биотитовые прослойки в этой зоне теряют структуру первичной породы, они более ожелезнены и окрашены в малиновый цвет. Гидробiotит теряет форму и размер зерен биотита и распадается на агрегат гидрослюдисто-каолинитового состава и гидроокислов железа; при этом почти совершенно обесцвечивается, теряет плеохроизм; двупреломление $0,009 - 0,015$; $N_g = 1,569 - 1,567$. Гидрослюда по полевым шпатам почти полностью каолинизирована; при этом она обесцвечивается; двупреломление понижается до $0,010 - 0,008$; $N_g = 1,559 - 1,565$. Каолинит часто образует вермикулитоподобные сrostки, но в основной массе мелкочешуйчатый.

Зерна кварца разъедаются гидрослюдой и гидроокислами железа; количество его значительно уменьшается. Сфен окислен, на его поверхности выделяются лейкоксен и гидроокислы железа. Мусковит только вверху зоны частично гидратирован. Кварцит в этой зоне (интервал $32,5 - 34,6$ м) является выветрелым, пористым.

Породы зоны имеют желтовато-серую окраску, хорошо видна гнейсовидность материнской породы, обусловленная разной интенсивностью окраски гидроокислами железа прослоев, содержащих разное количество биотита. Порода имеет шелковистый блеск за счет обесцвеченных серебристых чешуек вермикулита.

Гетит-каолинитовая зона (мощность 20 м) отличается от нижележащих более пестрой пятнистой окраской. Послойная окраска, обусловленная первичной гнейсовидностью породы, почти не сохраняется. Основная масса породы обесцвечена и слагается белым каолинитом, кото-



Фиг. 34



Фиг. 35



Фиг. 36

Фиг. 34. Крупночешуйчатый гидробиотит; обр. 71-12-6; увел. 150 николи x

Фиг. 35. Гидробиотит; обр. 71-12-3; увел. 150 николи x

Фиг. 36. Гидрослюда по полевым шпатам, обр. 71-12-16; увел. 150 николи x

рый участками закрашен гидроокислами железа в желтый и красный цвета. В мелкозернистой каолининовой массе выделяются псевдоморфозы каолинита по крупночешуйчатому биотиту (фиг. 37). Глинистый минерал, замещающий пачки слюд, молочно-белый, восковидный, матовый, при разрушении землистый, каолиноподобный. Преобладающим минералом этой зоны является каолинит. Он образуется по разным минералам: гидробиотиту, гидромусковиту, апополевошпатовой гидрослюде. Остается небольшое количество гидрослюды, преимущественно гидромусковита и гидробиотита (отдельными пакетами), но она имеет низкое двупреломление; $N_{g-Np} = 0,007-0,009$.

Каолинит по крупночешуйчатому гидробиотиту (фиг. 37) образует псевдоморфозы, сохраняет форму и размер их зерен. Зерна каолинита не окрашены; $N_g = 1,565-1,567$; двупреломление очень низкое (0,003-0,004). Каолинит по мелкочешуйчатому гидробиотиту (фиг. 38) и апополевошпатовой гидрослюде (фиг. 39) мелкочешуйчатый, часты вермикулитоподобные сростки вплоть до образования сферокристаллов в некоторых сечениях; $N_g = 1,566-1,567$.

Гидроокислы железа располагаются в виде пятнистых тонкоагрегатных скоплений между кристаллами каолинита; значительное количество их, по-видимому, — за счет окисления гематита.

На кривых нагревания образцов из этой зоны видны четкие гетитовые эндоэффекты при 340° (фиг. 40, обр. 71-12-21, 71-12-22), наряду с каолининовыми эндо- (590°) и экзо- (950°) эффектами. Порошковая рентгенограмма породы (табл. 5, обр. 71-12-21) дает интенсивные линии гетита и каолинита. После прокаливания при 570° в течение 1,5 часа каолининовые рефлексы исчезают и остаются гематитовые (за счет гетита).

Породы зоны обладают высокой пористостью (51,70%) и малым объемным весом ($1,43 \text{ г/см}^3$).

Кварцит (интервал 8,5-11,5 м) более выветрелый, чем в гидрослюдисто-каолининовой зоне; окраска его пестрая, пятнистая; он в основном маршаллитизирован; на общем фоне выделяются гнезда белого маршаллита.

Таким образом, в разрезе биотитовых гнейсов по скважине выделяются три минеральные зоны выветривания; подобная зональность слюдяных гнейсов наблюдалась нами и в других скважинах на Озерском участке и на других участках распространения коры выветривания.

Выветрелость и окраска пород по профилю являются неоднородными. Одним из основных факторов, обусловивших неравномерность выветривания, является наличие докоровых разрывных нарушений, в результате которых породы на отдельных участках были раздроблены и разбиты трещинами и поэтому более интенсивно выветривались. Кроме того, наблюдаются послекоровые нарушения. Наличие большого количества послекоровых разрывных нарушений на Озерском участке обусловлено положением его в районе интенсивного проявления неотектонических движений. Обычно скважиной подсекаются несколько нарушений, которые узнаются по пестрой неоднородной пятнистой окраске, нарушению текстурно-структурных особенностей породы, обломкам, зеркалам скольжения, более высокой степени выветрелости породы, появлению инфильтрационных минералов и т. д.



Фиг. 37. Псевдоморфозы каолинита по вермикулиту; обр. 71-12-26; увел. 70; николи x

Фиг. 38. Каолинит по мелкочешуйчатому гидробиотиту; обр. 71-12-22; увел. 150; николи x

Фиг. 39. Вермикулито-подобный каолинит по полевым шпатам; обр. 71-12-20; увел. 150; николи x

Фиг. 37



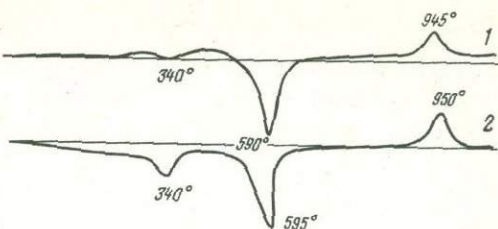
Фиг. 38



Фиг. 39

Фиг. 40. Кривые нагревания выветрелых биотитовых гнейсов из гетит-каолининовой зоны

1 - обр. 71-12-22; 2 - обр. 71-12-21



Скв. 12, вскрывшая кору выветривания мощностью 75 м, была пройдена в нескольких метрах от выхода на поверхность невыветрелых диоритов Озерского массива. Этот факт можно объяснить только наличием молодого "послекорового" разлома, по которому диориты были подняты; амплитуда смещения, по-видимому, более 70 м. В рассматриваемом разрезе (фиг. 33) скважина пересекла нарушения на глубинах 67,0, 42,0, 34,0, 21,0, 15,5 и 11,0 м от поверхности. На глубинах 11,0 и 34,0 м нарушения III и IV прошли по пластам кварцита. Кварцит интенсивно раздроблен на плиточки и залегает среди перемятых пятнистых гнейсов с гнездовидной каолинизацией. Разрушенный и маршаллитизированный кварцит имеет пятнистую окраску и омарганцован (содержание окислов марганца 3,82%).

Остальные нарушения находятся среди биотитовых гнейсов. Возле них, в интервалах 15,0-17,0, 20,0-25,0, 40,0-50,0 и 65,0-72,0 м,

Таблица 5

Рентгенограммы выветрелого биотитового гнейса из гетит-каолининовой зоны (обр. 71-12-21)

I	d	I	d	I	d
7ш	7,20	9	2,69	1	1,760
1	5,46	8	2,57	8	1,721
5	4,97	2д	2,48	2	1,695
2	4,63	10	2,44	1р	1,664
6	4,46	3	2,34	2	1,606
10	4,17	1д	2,30	7	1,564
1	3,94	4	2,24	5	1,514
5	3,53	5	2,18	5	1,497
3	3,36	2ш	2,00	3ш	1,458
2	2,96	3ш. р.	1,901	2	1,425
1	2,83	3	1,800		

Содержание щелочных и щелочноземельных элементов
в коре выветривания биотитовых гнейсов (в %)

Образец	K	Na	Li	Rb	Cs	K:Rb
71-12-1a	3,24	1,79	0,0006	0,0094	0,0003	344
71-12-2	3,35	0,17	0,0013	0,0181	0,0007	185
71-12-6	0,85	0,07	0,0017	0,0019	0,0003	447
71-12-9	2,12	0,08	0,0013	0,0105	0,0005	202
71-12-14	0,48	0,05	0,0012	0,0010	0,0003	480
71-12-17	1,22	0,07	0,0015	0,0348	0,0026	35
71-12-21	0,15	0,09	0,0003	0,0004	0,0003	375
71-12-26	0,18	0,13	0,0012	0,0004	0,0003	450
71-12-27	0,45	0,12	0,0012	0,0005	0,0002	900

наблюдается значительный вынос кремнезема, содержание глинозема повышается с 16-20 до 29-30%, а содержание щелочноземельных элементов падает с нескольких процентов до 0,2% (фиг. 33). Характер изменения содержания химических элементов в этих интервалах говорит о более интенсивном выветривании в них по сравнению с окружающими породами. Минералогически это выражается в появлении минералов более высоких стадий выветривания. Возле нарушений образуется своя, местная, зональность, затухающая в стороны от нарушений; причем влияние разлома сказывается здесь более на выветривании лежащего его крыла, зонки выветривания здесь более мощные и достигают 8 м (фиг. 33). По нарушениям породы, которые содержат в большей части разреза значительное количество гидрослюд, каолинизированы. Вверх и вниз от сместителей каолинит через гидрослюды разных стадий гидратации переходит в минералы, характерные для той зоны выветривания, в которой находится нарушение. Послекоровые нарушения часто совпадают с более древними; выветрелые перемятые породы обычно цементируются различными инфильтрационными образованиями (контронитом, марганцевыми и фосфатными минералами).

По разрезу скважин проанализировано более 20 проб (табл. 6). Закономерное для разрезов коры выветривания изменение химических элементов снизу вверх по разрезу затухает в направлении более интенсивного выветривания по разломам и инфильтрационными процессами. Тем не менее снизу вверх наблюдается вынос кремнезема, увеличение содержания глинозема, трехвалентного железа, титана, марганца и почти полное исчезновение закисного железа и щелочей.

Компо- ненты	Выветрелый гнейс		Гидрослюдистая зона			Гидрослюдисто-каолининовая зона										Гетит- каолининовая зона							
	Арсеньев (1938)	обр. 1	обр. 2	обр. 4	обр. 6	обр. 8	обр. 9	обр. 11	обр. 13	обр. 13а	обр. 15	обр. 16	обр.17	обр.19	обр.20	обр.21	обр.21а	обр. 22	обр. 24	обр.25	обр.26	обр.27	обр. 29
SiO ₂	67,25	67,86	49,82	42,55	48,46	61,82	59,31	36,82	4,95	1,06	38,47	54,70	49,45	55,41	34,00	16,20	27,62	37,61	60,10	34,46	59,71	72,24	53,80
TiO ₂	0,43	0,45	0,97	2,04	1,07	0,71	0,79	2,16	0,13	-	0,69	0,67	0,55	0,81	0,59	0,35	1,04	0,62	0,71	0,66	0,84	0,41	0,76
Al ₂ O ₃	16,48	15,36	25,08	28,98	17,16	19,69	21,72	25,86	4,19	0,76	29,79	19,57	27,83	20,34	14,87	14,41	23,36	30,01	21,67	16,04	19,12	9,41	20,53
Fe ₂ O ₃	1,29	2,34	4,88	12,88	19,99	5,80	6,01	19,19	1,25	0,80	14,92	10,26	7,83	10,35	26,33	51,98	31,72	26,52	4,01	34,83	10,36	7,72	11,16
FeO	1,88	1,94	0,44	0,22	0,55	1,80	1,98	-	-	-	-	-	0,29	0,95	-	0,66	-	0,47	1,75	0,10	0,16	-	-
MnO	0,03	0,003	0,08	0,07	0,13	0,16	0,24	1,89	-	5,20	2,17	3,18	0,48	0,56	9,89	0,24	0,08	0,004	0,003	0,08	0,81	3,82	2,29
MgO	1,24	0,90	0,58	1,01	0,36	1,09	1,10	0,46	1,01	1,86	0,84	0,88	1,10	0,77	0,97	0,30	0,59	0,42	0,60	0,59	1,38	0,40	0,33
CaO	4,04	1,65	1,24	0,37	0,40	0,18	0,39	1,05	-	2,58	0,77	1,71	0,54	0,29	1,38	2,53	0,55	0,73	1,23	0,25	0,32	0,79	1,09
Na ₂ O	1,64	1,79	0,21	0,07	0,04	-	0,09	-	0,12	0,20	-	-	0,07	-	-	0,09	0,32	-	-	0,13	-	-	0,10
K ₂ O	4,32	3,24	4,35	1,09	0,38	-	2,60	-	0,52	0,42	-	-	1,22	-	-	0,15	0,14	-	-	0,16	-	-	0,16
P ₂ O ₅	-	0,19	0,88	0,42	1,00	0,15	0,19	0,72	-	0,54	0,54	0,39	0,31	0,44	0,79	2,59	-	0,59	0,34	0,80	0,41	0,39	0,86
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	62,99	69,95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-	1,36	-	-	-	-	-	-	1,80	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,21	1,87	12,32	11,78	7,99	6,54	7,40	12,47	12,33	5,84	11,80	8,34	10,86	8,27	10,19	12,03	12,84	13,29	9,06	10,19	8,37	4,62	9,69
Сумма	99,92	97,59	100,87	101,48	97,53	97,94	101,82	100,62	87,49	99,09	99,99	99,70	99,53	98,19	98,10	101,53	100,06	100,20	99,47	98,29	101,68	99,80	100,77
Об. вес	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,62-	-	-	-	-	-	-	1,43	-	-	-	-	-	-
										2,70	-	-	-	-	-	-	51,70	-	-	-	-	-	-
Порис- тость	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28,40-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
										57,03													

Аналитики: В.В. Кухарчик, В.М. Степашкина (ИГЕМ АН СССР), Елисейкина, Р.И. Никозова (ИГУ).

По разломам изменение химического состава породы выражено более резко, имеет место интенсивный вынос кремнезема, содержание глинозема во всех разломах повышается до 30%, резко увеличивается также содержание гидроокислов железа (частично за счет окисления закисного железа, в основном, видимо, за счет привноса железа в трещины из выветрелых пород). Более ярко этот процесс виден на изменениях в содержании марганца: на фоне сотых и тысячных долей процента марганца в породе по нарушениям его содержание возрастает до 10-80%. Исключение составляет нарушение 1 (наиболее глубокое), где количество марганца небольшое (0,13%), но и здесь макроскопически наблюдаются оторочки псиломелана возле гнезд нонтронита. С увеличением содержания марганца пропорционально возрастает содержание бария, что говорит о их генетическом родстве.

В табл. 7 приведены содержания щелочных и щелочноземельных элементов, определенных С.А. Волковым (ИГЕМ АН СССР) методом пламенной фотометрии. Как и в пегматитах, наблюдается четкая зависимость содержания рубидия от содержания в породе калия и активный вынос их при выветривании. Содержание лития в породе довольно постоянно и находится в пределах 0,0003-0,0017%, цезий содержится во всех пробах в количестве 0,0002-0,0026%.

Верхние зоны выветрелых биотитовых гнейсов могут быть использованы как промышленные краски - охры. Они содержат до 58% гетита (обр. 71-12-21). Кроме того, интересно изучить нижние зоны выветривания биотитовых гнейсов как возможный источник вермикулита. Получение вермикулита из коры выветривания биотитовых гнейсов в последние годы находит широкое распространение (Боровиков, 1962). Вермикулит является ценным и дефицитным полезным ископаемым. Особенно перспективны пласты, сложенные крупночешуйчатым маложелезистым биотитом (флогопитом).

В Прибайкалье широко известно Слюдянское месторождение флогопита, связанное с метасоматическими диопсид-флогопитовыми породами. В зоне выветривания месторождения отмечаются гидробиотит и вермикулит (Днепроvский, 1963). Нами при изучении коры выветривания Прибайкалья флогопит и вермикулит наблюдались в связи с другими комплексами пород в иной геологической обстановке: 1) в ультраосновных породах, измененных под влиянием более поздних кислых интрузий; 2) среди архейских параметаморфических пород (широко распространенные коры выветривания биотитовых гнейсов).

Марганцевые руды и фосфориты, долгие годы разведывавшиеся на Озерском участке распространения коры выветривания, являются преимущественно инфильтрационными.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ АМФИБОЛСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Невыветрелые породы. В составе архея Прибайкалья большую роль играют амфиболсодержащие породы, слагающие в основном уланнурскую свиту: амфиболиты, роговообманково-плагноклазовые кристаллические сланцы, биотитово-роговообманковые кристаллические сланцы, ро-

говообманковые плагиогнейсы и т. д. Это наиболее распространенные породы Ольхона и Приольхонья. Амфиболиты сложены в основном роговой обманкой с небольшой примесью основных плагиоклазов; в кристаллических сланцах содержание плагиоклазов увеличивается, а в гнейсах наряду с плагиоклазами и роговой обманкой появляется значительное количество кварца. Кроме этих основных компонентов, в породах часто присутствуют биотит, магнетит и апатит; иногда — циркон, графит, хлорит. Амфиболсодержащие породы обычно черные или темно-серые, среднезернистые.

Кора выветривания амфиболсодержащих пород отличается ярко-зеленой окраской, обусловленной зеленым цветом образующихся по этим породам гидрохлорита и нонтронита. В коре выветривания хорошо сохраняются текстурно-структурные особенности невыветрелой породы, отчетливо видна гнейсовидность (фиг. 41). Она часто усиливается различной окраской образующихся по отдельным прослоям вторичных минералов; так, по биотит-полевошпатовым прослоям образуется кора выветривания желтого и желтовато-бурого цвета, а по амфиболовым — зеленого.

Для коры выветривания амфиболитов в Прибайкалье характерен гетит-каолиновый профиль со следующими основными зонами (снизу вверх): 1) зоной начального разложения (выщелоченных или дезинтегрированных пород); 2) зоной развития выщелачивания и гидратации (монтмориллонитовая, иногда с гидрохлоритом); 3) зоной развития гидролиза и начала окисления (гетит-каолиновая). Наиболее мощной и распространенной является зона выщелачивания и гидратации; в ней по полевым шпатам повсеместно образуется монтмориллонит, а по роговой обманке либо железистый монтмориллонит (нонтронит), либо гидрохлорит.

Выветрелые амфиболсодержащие породы очень широко распространены на о-ве Ольхон и в Приольхонье. Они наблюдались в обнажениях вдоль всего северо-западного побережья острова в заливах Нюрганская губа, Уларья губа, Баян-Шунген, Сарайском, Хужирском, Хонхойская губа, а в Приольхонье вскрыты скважинами на участках Борсойский Тажеран, Улан-Нурском, Озерском, Кутульском, Петрово-Поповском и др.

В северной части залива Хонхойская губа, на о-ве Ольхон, имеется береговое обнажение выветрелых амфиболовых гнейсов. Обнажение коры выветривания имеет выход примерно 50 м и высоту 10 м, слогается крутопадающими пластами амфиболитов и кварцитов (фиг. 42). Породы прорваны пегматитовыми жилами, которые также являются выветрелыми. Участками породы раздроблены послекоровыми тектоническими нарушениями. В разных частях обнажения наблюдается разная степень выветрелости пород. Блоки пород с разной степенью выветрелости отделены друг от друга тектоническими нарушениями. Так, в северной части обнажения выходят неизмененные выветриванием породы; они имеют массивную текстуру, почти не трещиноваты, имеются только микротрещинки, выполненные нонтронитом (фиг. 43). Жилки нонтронита имеют направление, близкое к вертикальному, чаще всего идут по



Фиг. 41. Кора выветривания гнейсов в береговых обнажениях Ольхона



Фиг. 42. Кора выветривания в заливе Хонхойская губа (о-в Ольхон)

напластованию породы, но есть и секущие. Они свидетельствуют о том, что над выходящими в настоящее время на поверхность невыветрелыми амфиболовыми гнейсами ранее была развита кора выветривания.

Невыветрелый амфиболит — плотная порода темно-серого цвета с гранобластовой структурой и массивной текстурой. Минеральный состав: роговая обманка (50–65%), плагиоклаз (30–45%), кварц и биотит (в переменных количествах), магнетит, апатит, графит, гранат, сфен; спорадически эпидот, хлорит. Роговая обманка — основной породообразующий минерал — представлена зернами неправильной формы темно-голубо-зеленого цвета; в шлифе окраска буровато-зеленая, плеохроирует от темной буровато-зеленой по Ng до светлой буровато-зеленой по Np; роговая обманка обыкновенная; $N_g = 1,650$; $N_g - N_p = 0,023$; $cN_g = 19^\circ$. В амфиболитах плагиоклаз обычно эпидотизирован, а роговая обманка хлоритизирована, что связано с внедрением пегматитов.

Южнее — интенсивно выветрелые и дробленые породы. На контакте выветрелых и невыветрелых амфиболитов в основной глинистой массе встречаются обломки невыветрелых амфиболовых гнейсов, что, по-видимому, может указывать на послекоровый возраст зоны дробления. Сильно дробленые (перемятые) выветрелые породы наблюдались на контакте кварцитов и амфиболитов. Здесь, по-видимому, молодое, послекоровое, нарушение наложилось на более древнее. Макроскопически и в шлифах видно, что порода сечется большим количеством трещин, образующих сетку (фиг. 44); большинство зерен состоит из нескольких обломков, одновременно угасающих. Дроблеными являются как амфиболиты, кварциты, так и пегматиты. И амфиболиты, и кварциты пропитываются проникающим сверху нонтронитом, но кварциты ввиду массивного сложения и почти мономинерального кварцевого состава трудно замещаются нонтронитом, который выполняет в них трещинки различного размера от волосовидных до нескольких сантиметров.

Наибольшее смятие и раздробленность пород наблюдаются на контакте амфиболитов и кварцитов, где нарушаются структурно-текстурные особенности пород и эти изменения видны макроскопически. В стороны от контакта текстура пород обычно сохраняется и только микроскопически видны некоторые изменения структуры породы. При небольшом количестве трещин нонтронит образует в породе прожилки, не оказывая реакционного воздействия на минералы породы; при сильном дроблении пород глинистый минерал становится преобладающим в породе; он, проникая по трещинам, корродирует зерна кварца и полевого шпата, роговая обманка полностью замещается нонтронитом; менее подвержены метасоматическому замещению слюды. В результате замещения образуются сильно нонтронитизированные породы. В основной нонтронитовой массе имеются мелкие корродированные остатки зерен кварца и полевого шпата и редкие остатки роговой обманки, чаще встречаются слюды или псевдоморфозы по ним. На этом участке нонтронитизация наложилась на выветрелые породы; судя по реликтам, не замещенным нонтронитом, эти породы следует отнести к монтмориллонит-гидрохлоритовой зоне. Монтмориллонит был образован по полевым шпатам, а

Фиг. 43. Невыветрелый амфиболовый гнейс с прожилками инфильтрационного нонтронита; обр. 316-1; увел. 75; николи ×



Фиг. 44. Выветрелый амфиболовый гнейс (монтмориллонит-гидрохлоритовая зона), частично замещенный нонтронитом; обр. 316-3; увел. 75; николи ×

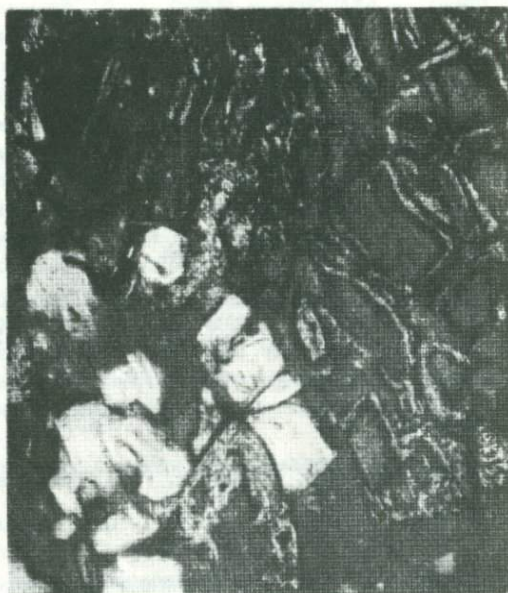


Таблица 8

Химический состав выветрелых амфиболовых гнейсов

Компо- ненты	%			г/см ³		
	зона дезин- тегра- ции	гидро- хлорито- вая зо- на	каоли- нитовая зона	зона дезин- тегра- ции	гидро- хлори- товая зона	каолини- товая зона
	316-1	316-3	316-13	316-1	316-3	316-13
SiO ₂	50,61	45,12	42,19	1,41	0,84	0,72
TiO ₂	0,45	0,94	1,25	0,01	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	19,33	18,36	22,02	0,54	0,34	0,38
Fe ₂ O ₃	2,51	10,57	14,08	0,07	0,20	0,24
FeO	4,50	2,98	Нет	0,13	0,06	-
MnO	0,11	0,14	0,21	-	-	-
MgO	7,36	3,03	1,60	0,21	0,06	0,03
CaO	10,10	5,71	1,72	0,28	0,11	0,03
Na ₂ O	2,81	1,79	0,21	0,08	0,03	-
K ₂ O	0,57	0,27	0,28	0,02	-	-
H ₂ O ⁻	0,53	5,33	5,94	0,02	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,79	5,49	10,33	0,02	0,10	0,18
Сумма . .	99,67	99,73	99,83	2,79	1,86	1,70
Об. вес	2,79	1,86	1,70	-	-	-
Пористость	4,45	29,82	33,34	-	-	-

Аналитики: В.В. Кухарчик, Л.А. Твердова.

гидрохлорит - по роговой обманке. Исследование этих минералов затруднено ввиду наложения нонтронита. Несмотря на наложение нонтронита пористость породы по сравнению с невыветрелой составляет здесь 30% при объемном весе 1,86 г/см³ (табл. 8).

С южной стороны от выхода кварцитов амфиболиты более выветрелые и слагают, по-видимому, опущенный блок. Нонтронитизация наложена



Фиг.45. Каолинизированный амфиболит, частично замещенный нонтронитом; обр. 316-13; увел. 150; николи ×

на каолинизированные породы (фиг. 45), среди нонтронита встречаются участки, сложенные бесцветным низкодупреломляющим глинистым минералом с каолиновыми формами выделения. Каолинитом замещены зерна плагиоклаза и, по-видимому, роговой обманки. В породе (обр. 316-13) — значительное содержание крупночешуйчатой слюды, макроскопически она представлена золотисто-желтыми пачками чешуек. В шлифе на менее выветрелых участках породы можно наблюдать переслаивающиеся биотит-вермикулитовые, хлорит-вермикулитовые и вермикулит-каолилитовые образования разных стадий выветривания.

Вермикулитоподобные каолилитовые образования, развитые по биотиту, часто встречаются в значительном количестве, образуют крупные сростки, размер пластин $0,8 \times 0,9$ мм, длина сростков до 2 см; сростки имеют изогнутую червеобразную форму, часто расщеплены по спайности (фиг. 45). Оптические свойства: плеохроирует в шлифе от бесцветного по N_r до бледно-зеленого по N_g ; дупреломление от 0,025 до 0,010; $N_g = 1,560-1,561$.

Кривые нагревания выветрелых нонтронитизированных образцов приведены на фиг. 46.

Рентгенограмма выветрелой слюды (табл. 9, обр. 316-13а) содержит интенсивные линии каолинита: 7,05 кX; 3,53 кX; 1,492 кX; более слабые (за счет примеси) линии монтмориллонита: 14,2 кX; 4,45 кX; и остаточные рефлекссы биотита. Образец с глицерином набухает до 17-18 кX; после прокальвания при 570° в течение 1,5 час. рефлекс 14А изменяется до 10 Å, а рефлекс 7 Å исчезает.

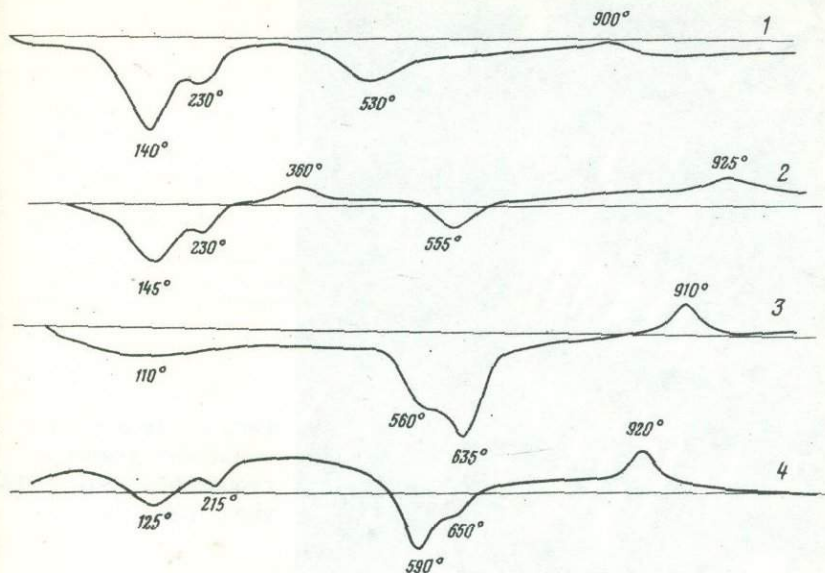
В табл. 8 приведена химическая характеристика трех в разной степени измененных амфиболитов: обр. 316-1 — невыветрелая порода с

Рентгенограммы образцов из коры выветривания амфиболитов

Обр. 316-13а		Обр. 316-3н (с глицерином)	
l	d	l	d
4ш	14,2	10 кольцо	18,0
1р	9,4	6	8,9
3	(7,87)	-	-
9	7,05	-	-
2	4,82	4	5,12
5ш	4,45	9	4,56
4	3,92	-	-
10	3,53	5	3,58
1	3,38	-	-
3д	3,20	-	-
1р.ш.	2,98	3	2,98
Дв.2р.ш.	2,80	-	-
7ш	2,57	4р	2,63
5	2,488	-	-
6	2,34	-	-
4	2,30	1	2,30
3ш	1,993	-	-
2р	1,840	-	-
3ш	1,780	3	1,736
1р.ш.	1,664	2	1,685
1ш	1,536	8	1,525
8ш	1,492	-	-
2	1,458	2ш.р.	1,320
-	-	2	1,271

Обр. 316-13а - выветрелая слода.

Обр. 316-3н - глинистый минерал из прожилка (нонтронит).



Фиг. 46. Кривые нагревания образцов из коры выветривания биотит-амфиболовых гнейсов

1 - обр. 316-3н; 2 - обр. 316-13н; 3 - обр. 316-13а (выветрелые слюды); 4 - обр. 316-13 (выветрелый биотит-амфиболовый гнейс)

редкими трещинками, выполненными нонтронитом; обр. 316-3 - дробленая порода, сцементированная инфильтрационным нонтронитом; обр. 316-13 - выветрелая порода из калинитовой зоны; частично нонтронитизированная. Наблюдается уменьшение количества щелочей и кремнезема, окисление закисного железа, увеличение количества воды, связанное с гидратацией минералов. Изменяются и физические свойства породы; так, пористость увеличивается с 4,45% в слабовыветрелых породах (обр. 316-1) до 33,34% в значительно выветрелых породах (обр. 316-13). Нонтронитизация каолинизированных пород указывает, по-видимому, на то, что и в этом блоке кора выветривания имела большую мощность и выщележащие выветрелые породы служили источником для образования инфильтрационного нонтронита.

В заливе Уларья губа в береговых обнажениях высотой 70 м вскрыта хорошо проработанная кора выветривания амфибололитов. В профиле выветривания выделяются следующие зоны (снизу вверх): 1) зона начального разложения (выщелоченных пород) мощностью 2-3 м; 2) зона развития выщелачивания и гидратации (монтмориллонит-гидрохлоритовая) мощностью 20-25 м; 3) зона гидролиза и начального окисления (гетит-каолинитовая) мощностью 30-35 м. Кора выветривания разбита после-корковыми нарушениями и отдельные части перемещены относительно друг



Фиг. 47. Выветрелый амфиболит (белое — гидрохлорит); обр. 540-1; увел. 150; николи ×

друга. Так, в северной части обнажения наблюдаем поднятый блок, на котором кора выветривания в значительной степени размыта и обнажаются коренные, слабыветрелые породы. В средней части обнажения (второй блок) амфиболиты превращены в глины и имеют ярко-зеленую окраску; обнажение имеет высоту 70 м и породы выветрелыми уходят под урез воды озера. Южнее наблюдается сильно опущенный блок, в котором обнаруживается верхняя зона выветривания амфиболитов — охристо-каолинитовая, представленная яркими кирпично-красными охристыми породами. Такие породы начинаются почти от уреза воды (только в самом низу выходят монтмориллонитизированные амфиболиты) и слагают обнажения высотой более 50 м.

Невыветрелый амфиболит слагается существенно бурой роговой обманкой (55–65%) и основными плагиоклазами (25–35%); в значительном количестве присутствуют сфен, гранат, графит, биотит.

В зоне начального разложения порода осветляется, приобретает серую и пепельно-серую окраску, в породе развиваются трещинки и пустоты, особенно по полевым шпатам; однако монолитность породы сохраняется. Эти выщелоченные породы имеют небольшую мощность, очень быстро начинается замещение породы глинистыми минералами. Встречаются карбонатные скопления в породе в виде отдельных криптокристаллических обособлений, представленные кальцитом.

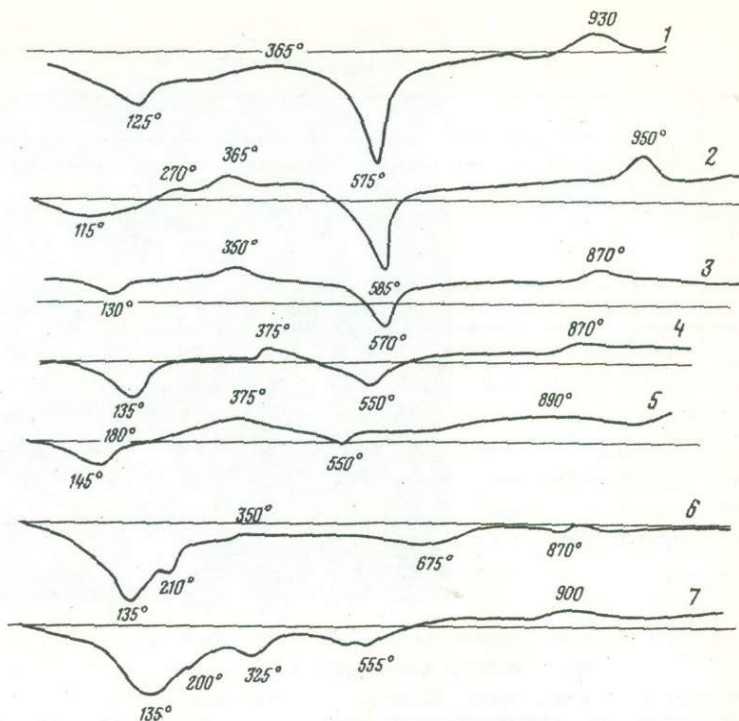
Монтмориллонит-гидрохлоритовая зона. В этой зоне порода разрыхляется и приобретает яркую зеленую окраску. Первичные минералы породы замещаются минералами выветривания. Раньше других (внизу зоны) разлагаются полевые шпаты; по ним образуется монтмориллонит, давая псевдоморфные замещения, которые выделяются более бледной (светло-зеленоватой, почти белой) окраской на фоне яркой

Химический состав выветрелых амфиболитов

Компо- ненты	%					г/см ³				
	зона выще- лачиве- ния	монтмо- риллонит- гидрохл- оритовая зона,	гетит-каолининовая зона			зона вы- щелачи- вания	монтмо- риллонит- гидрохл- оритовая зона,	гетит-каолининовая зона		
	540-8	540-12	540-14	540-16	540-17	540-8	540-12	540-14	540-16	540-17
SiO ₂	47,83	44,13	41,63	33,62	34,19	1,37	0,79	0,58	0,48	0,42
TiO ₂	0,91	1,05	1,20	1,67	1,59	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	18,35	14,87	22,57	28,35	28,87	0,53	0,27	0,32	0,40	0,36
Fe ₂ O ₃	2,70	8,89	13,25	19,08	18,56	0,08	0,16	0,19	0,27	0,23
FeO	6,65	4,77	Нет	Нет	Нет	0,19	0,09	-	-	-
MnO	0,14	0,12	Сл.	0,07	0,06	-	-	-	-	-
MgO	7,76	9,52	0,85	0,18	0,19	0,22	0,17	0,01	-	-
CaO	10,10	5,54	1,85	0,52	Нет	0,29	0,10	0,03	0,01	-
Na ₂ O	3,10	0,94	0,21	0,16	0,12	0,02	0,02	-	-	-
K ₂ O	0,54	0,48	0,08	0,07	0,06	0,02	0,01	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,40	4,51	8,70	3,28	2,27	0,02	0,08	0,12	0,05	0,04
H ₂ O ⁺	1,02	4,61	9,89	13,28	13,24	0,03	0,08	0,14	0,19	0,16
Сумма	99,50	99,43	100,23	100,28	99,65	2,86	1,79	1,41	1,42	1,23
Об. вес	2,86	1,79	1,41	1,42	1,23	-	-	-	-	-
Порис- тость	3,71	34,44	42,92	43,70	54,50	-	-	-	-	-

Аналитики: В.В. Кухарчик, Л.С. Цимлянская.

зеленого гидрохлорита. По амфиболам образуется чешуйчатый гидрохлорит (фиг. 47). Гидрохлорит имеет микроволокнистое строение. Окраска в шлифах светло-бурая и зеленовато-бурая, слабо плеохроичен, $Ng-Np = 0,017$. Такие образования гидрохлорита встречаются лишь отдельными небольшими участками; в основном он разложен и замещен тонкодисперсным более светлым в шлифе гидрохлоритом с $Ng-Np = 0,007$. По данным химических анализов (табл. 10) в этой зоне еще сохраняется до 5% закисного железа, а на кривой нагревания видна остановка при 675° , свойственная гидрохлоритам (фиг. 48, обр. 540-11) наряду с монтмориллонитовыми эндоэффектами при 135-145, 550 и 870° (обр. 540-11, 540-12). Породы зоны очень рыхлые, пористость возрастает с 3-4 до 35%, что связано с интенсивным выносом вещества; объемный вес уменьшается до $1,79$ г/см³ (табл. 10). Необходимо отметить, что, кроме замещения первичных минералов названными вторичными, имеются микро- и макротрещинки, выполненные нонтронитом.



Фиг. 48. Кривые нагревания образцов из коры выветривания амфиболитов

1 - обр. 540-18; 2 - обр. 540-17; 3 - обр. 540-16;
4 - обр. 540-14; 5 - обр. 540-12; 6 - обр. 540-11; 7 -
обр. 312-8 а

Гетит-каолининовая зона. Монтмориллонит и гидрохлориты вверх по разрезу замещаются каолинитом и окислами железа. Каолинит тонкодисперсный, в шлифе почти бесцветный; $N_g-N_p=0,003-0,005$. Гидроокислы железа дают отдельные натечные (метаколлоидные) образования между скоплениями каолинита (фиг. 49), имеют ярко-красную окраску. Вверх по разрезу коры выветривания постепенно исчезают монтмориллонитовые эффекты на кривых нагревания и проявляются каолининовые. На порошокграмме образца из этой зоны выявляются интенсивные линии каолинита и гетита (табл. 11, обр. 540-17). После прокаливания при 600° в течение 2 час. исчезают рефлексы 7Å минерала и остаются одни гематитовые рефлексы. В этой зоне продолжается вынос вещества и увеличение пористости породы. Пористость повышается до 55% при уменьшении объемного веса до $1,23 \text{ г/см}^3$ (см. табл. 10)

Было проведено исследование выветрелой роговой обманки из пегматитов мыса Харалдай. Гибридная роговая обманка в пегматитах на мысе Харалдай имеет размеры до 8 см в длину и 1-2 см в попереч-

Рентгенограммы образцов из коры выветривания амфиболитов

Обр. 540-14		Обр. 540-17		Обр. 540-14		Обр. 540-17	
l	d	l	d	l	d	l	d
10 ш.	13,2	-	-	-	-	3	2,40
6	7,05	10 ш	7,20	4 ш.	2,34	3 ш.	2,32
4 ш.	4,87	4	4,87	1	2,30	1	2,30
9 ш.	4,45	9	4,40			2	2,16
1	4,12	5	4,12	2 р.	1,982	1 р.	2,164
2	3,88	-	-	-	-	3	1,706
5	3,57	6 ш.р.	3,56	-	-	2	1,678
3	3,33	1 р.	2,80	3 ор.	1,664	1 р.	1,636
2 ш.	2,84	2 ш.р.	2,67	5 ш.	1,514	1 р.ш.	1,547
1	2,75	7 ш.	2,55	7 ш.	1,488	8 ш.	1,485
8 ш.	2,56			-	-	1 р.	1,442
2	2,49	1 р.	2,49				

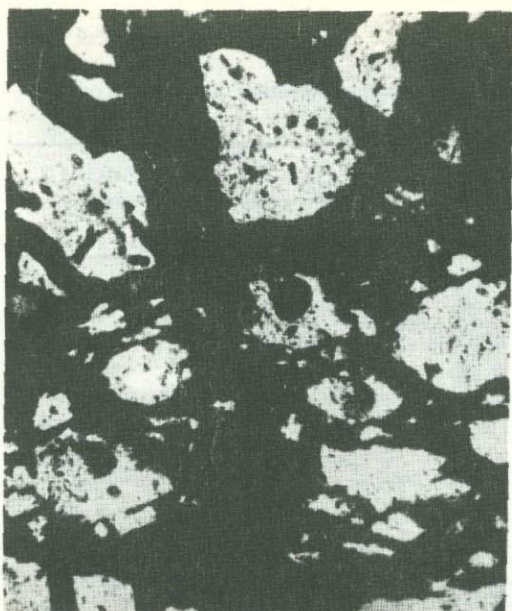
Аналитик О.В. Кузьмина.

Таблица 12

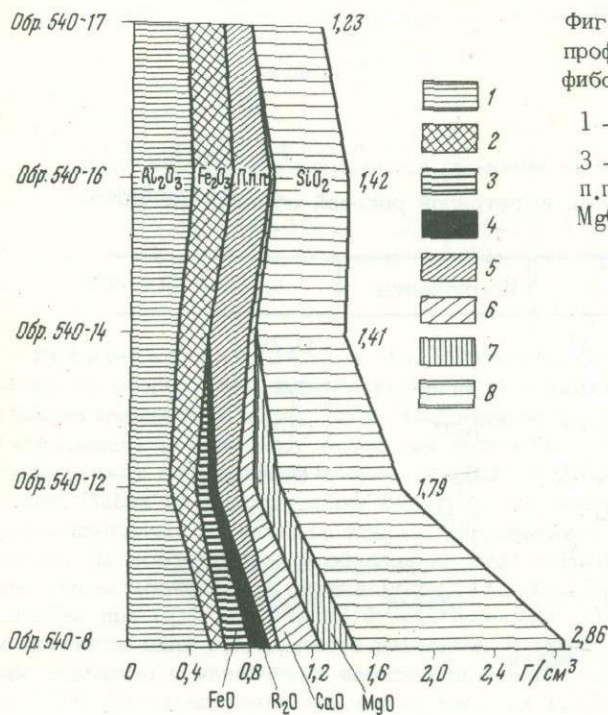
Химический состав выветрелой роговой обманки (в %)

Компоненты	%	Компоненты	%
SiO ₂	36,31	CaO	0,79
TiO ₂	0,03	Na ₂ O	0,12
Al ₂ O ₃	6,37	K ₂ O	0,40
Fe ₂ O ₃	35,35	H ₂ O ⁻	10,10
FeO	-	H ₂ O ⁺	7,76
MgO	0,08		
MnO	2,37		
		Сумма . .	99,58

Аналитик Л.С. Цимлянская.



Фиг. 49. Гетит-каолинитовая порода из верхней части коры выветривания амфиболита (черное - гетит, белое - каолинит); обр. 540-17; увел. 75, николи ||



Фиг. 50. Геохимический профиль выветривания амфиболитов

1 — Al_2O_3 ; 2 — Fe_2O_3 ;
3 — FeO; 4 — R_2O ; 5 —
п.п.п.; 6 — CaO; 7 —
MgO; 8 — SiO_2

вом сечении. В коре выветривания она замедается зеленым глинистым минералом, а затем обохривается. Обохривание начинается по краям и распространяется к центру зерен. Образец роговой обманки для анализов взят из гидрослодисто-каолининовой зоны в пегматитах. Порошковая рентгенограмма образца, насыщенного глицерином, обнаруживает рефлексы монтмориллонита: 18,1; 4,51; 1,519 и гетита: 4,17; 2,44; 2,69 кХ. Наблюдается гетитовая остановка при 325° и на кривой нагревания образца (фиг. 48). Основной монтмориллонитовый эндозэффект при 135° ясно выражен, второй эффект — между 500–600°. Химический состав образца (табл. 12) отвечает обохренному нонтрониту.

При выветривании амфиболовых гнейсов и амфиболитов наблюдается значительный вынос вещества, в зоне выщелачивания и гидратации он составляет 34–38%, а в зоне конечного гидролиза и начального окисления — 51–57%. Наиболее интенсивно выносятся кремнезем и щелочи (табл. 8, 10, фиг. 50). Вынос кремнезема составляет 65–70%, а щелочи и щелочные земли выносятся почти полностью. Глинозем мигрирует менее интенсивно, вынос составляет примерно 35%, и за счет этого наблюдается увеличение его содержания в верхней зоне до 28–29%. В зоне выщелачивания и гидратации содержание его падает ввиду сильной нонтронитизации пород. Закисное железо окисляется, уже в зоне выщелачивания и гидратации его остается примерно 50%, а в зоне гидролиза оно полностью окислено; за счет его окисления увеличивается количество гидроокислов железа (с 2 до 18–19%).

Выветрелые амфиболиты из верхних частей разреза (гетит-каолиновые породы), по-видимому, могут быть использованы как природные красители; кроме того, в этой зоне возможны находки минералов свободного глинозема.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ

Пироксениты описаны Е.В. Павловским и А.С. Ескиным (1964) на о-ве Ольхон в среднем течении падей Эренхей и Харанцы. Они образуют два линзовидных тела, приуроченных к продольному разлому. Размеры их 2000 × 800 и 1000 × 250 м². В непосредственной близости от этих тел на маломорском побережье острова с южной стороны мыса Будун нами встречено несколько небольших тел пироксенитов, по составу очень похожих на упомянутые. В этих обнажениях хорошо видны взаимоотношения пироксенитов с гранитами и пегматитами. Так, в обн. 307 пироксенитовое тело находится между гранитными массивами и сечется многочисленными пегматитовыми жилами. Выход пироксенитов в береговом обнажении 40 м, высота 35–40 м. Выход невыветрелых пироксенитов имеет мощность 2–3 м, выше — породы выветрелые и имеют ярко-зеленую окраску. Контакты пироксенитов с кислыми породами четкие, без реакционных оторочек; однако контактовое влияние сказывается на тех и других породах. Вблизи контакта в гранитах наблюдается образование большого количества крупнокристаллической шестоватой роговой обманки, в пироксенитах проявляется эпидотизация, хлоритизация и т.д.

К северному контакту пироксенитов с гранитами приурочено молодое, послекоровое, нарушение. На контакте породы перемяты и раздроблены. Северное крыло, сложенное гранитами, по-видимому, поднятое; граниты по сравнению с пироксенитами очень слабыветрелые.

Невыветрелые пироксениты — темно-серые, плотные, мелкосредне-зернистые породы; имеющие паналлотриоморфнозернистую структуру. На некоторых участках состоят из одного моноклинного пироксена с небольшой примесью магнетита; иногда в небольшом количестве присутствует полевой шпат, и тогда породы являются переходными к габбро; вблизи контактов с кислыми породами наблюдаются эпидот, цоизит, хлорит, апатит и другие минералы.

Пироксен — основной породообразующий минерал — представлен моноклинной разновидностью типа диаллага-авгита и небольшим количеством ромбического — энстатита. Моноклинный пироксен образует идиоморфные таблитчатые и изометричные с полигональными очертаниями зерна с ясно выраженной диаллаговой отдельностью; размер зерен от $0,25 \times 0,30$ до $1,5 \times 2,2$ мм; цвет в зернах светло-серый, в шлифах бесцветный. Оптические свойства: $N_g = 1,695$, $N_g - N_p = 0,025$, $2V = 55^\circ$, $cN_g = 47^\circ$. Пироксен содержит глинозем и по химическому составу приближается к авгиту. По рентгенограмме слабыветрелой породы видны интенсивные линии авгита: 2,98 (10); 2,52 (9); 1,612 (8) (табл. 13, обр. 307-1). Зерна пироксена содержат мелкие рудные включения. Ромбический пироксен представлен изометричными белыми непрозрачными кристаллами, в шлифе бесцветен: $N_g = 1,666$, $N_g - N_p = 0,011$; содержание его в породе до 5%. Порошкограмма дает интенсивные линии, близкие к линиям энстатита.

Содержание моноклинного пироксена в породе составляет 60–70%. По пироксену развивается бесцветный амфибол, относящийся к тремолиту, а на некоторых участках — роговая обманка; последняя имеет зеленый цвет и плеохроирует в шлифе от бледно-зеленой по N_p до синевато-зеленой по N_g ; $N_g - N_p = 0,015$.

Особенно интенсивным процессом, изменившим первоначальный минеральный состав породы, является эпидотизация. Полевые шпаты целиком замещаются зернами эпидота и, по-видимому, серицита.

В береговом обнажении мыса Будун (т.н. 307) пироксенит содержит значительное количество эпидота, замещающего ксеноморфные кристаллы полевых шпатов; поэтому эпидотовые выделения обладают резко выраженным ксеноморфизмом по отношению к пироксенам, образуют зерна неправильной формы между кристаллами пироксена. Каждое зерно представляет собою как бы сrostок большого количества неделимых эпидота, чаще всего имеющих неправильные ограничения, что создается за счет пестрой интерференционной окраски зерен. Эпидот имеет высокое двупреломление, $N_g - N_p = 0,048$, представлен зелеными полупрозрачными зернами, в шлифе имеет зеленоватый оттенок. Размер выделений от $0,1 \times 0,1$ до $1,5 \times 0,5$ мм. Содержание его в породе 15–20%. Эпидотовые выделения сохраняются в породе и при выветривании. Апатит представлен голубыми прозрачными со стекляннм блеском мелкими кристаллами. Оптические свойства: $N_o = 1,655$, $N_g - N_p = 0,004$, интерференционная окраска аномальная — синяя, погасание прямое, встре-



Фиг. 51. Монтмориллонитизированный пироксенит; обр. 307-36; увел. 75; николи x

Таблица 13

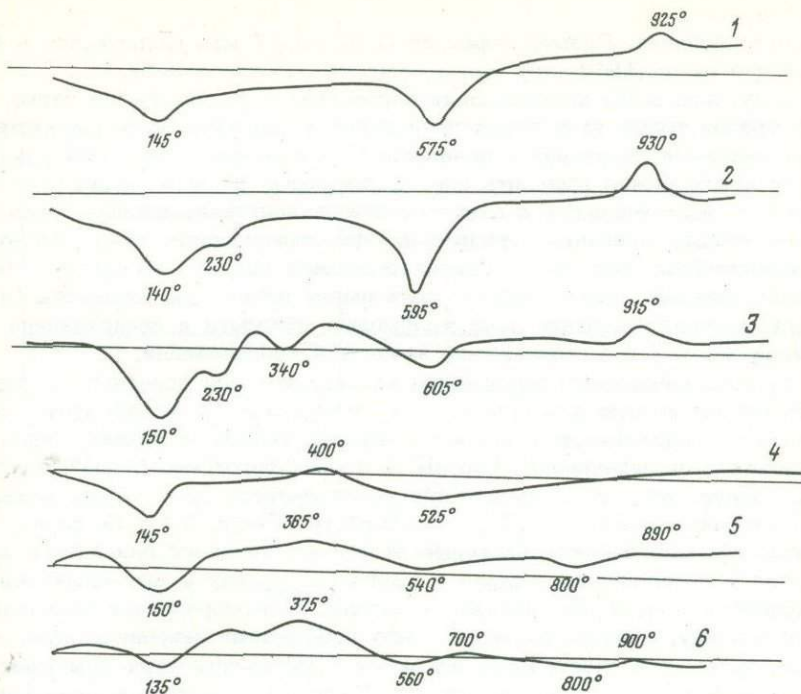
Рентгенограммы образцов из коры выветривания пироксенитов

Обр. 307-1		Обр. 307-12к		Обр. 307-12н	
l	d	l	d	l	d
10 ш	14,2	9 ш	14	10 ш.к	14,2
-	-	4	9,99	-	-
1 р	8,26	3	(8,0) В	-	-
-	-	10 ш	7,20	3 ш	7,0
3	4,97	5	4,97	6	4,97
8 ш	4,45	10	4,45	9	4,45
-	-	1 разм.	4,17	-	-
-	-	2 ш.р	3,94	-	-
-	-	-	-	-	-
2	3,57	9 ш	3,57	5 р	3,60
2	3,29	5 д.ш	3,33	-	-
-	-	-	-	-	-
3	3,23	6 д	3,19	-	-
1	3,12	1 д	3,06	1 р	3,03

Таблица 13 (окончание)

Обр. 307-1		Обр. 307-12к		Обр. 307-12н		
I	d	I	d	I	d	d
10	2,98	1	2,98	-	-	-
2	2,95	-	-	-	-	-
4	2,89	1 p	2,86	-	-	-
3 ш	2,79	2	2,83	2 p.ш	-	2,80
2	2,70	1 p	2,77	-	-	-
2 ш	2,559	9	2,577	8 p.ш	-	2,57
9	2,520	4	2,500	-	-	-
1	2,454	2	2,438	-	-	-
-	-	7	2,34	3 p	-	2,35
2	2,300	3 ш	2,30	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
2 ш	2,216	2	2,204	-	-	-
1	2,150	1	2,150	-	-	-
3	2,137	-	-	-	-	-
2	2,110	-	-	-	-	-
4	2,045	-	-	-	-	-
5	2,010	4	2,003	-	-	-
2	1,972	-	-	-	-	-
1	1,941	1	1,951	-	-	-
3	1,840	2 шр	1,840	2 пр.	-	1,866
2	1,796	1 p	1,798	-	-	-
4	1,750	-	-	-	-	-
-	-	-	-	4 ш	-	1,711
Сл.	-	-	-	5 ш	-	1,671
Сл.	-	2 ош	1,657	-	-	-
8	1,612	-	-	-	-	-
1	1,593	1	1,597	-	-	-
2	1,570	-	-	-	-	-
2	1,552	-	-	-	-	-
4	1,530	-	-	-	-	-
6	1,508	-	-	7 ш	-	1,516
-	-	8 ш	1,490	3	-	1,492
7	1,425	1p	1,458	-	-	-
4	1,413	-	-	-	-	-
2	1,397	-	-	-	-	-
3	1,332	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-

Обр. 307-1 - нонтронитизированный пироксен, обр. 307-12к - продукты выветривания эпидота; обр. 307-12н - нонтронитизированный пироксен из зоны гидролиза.

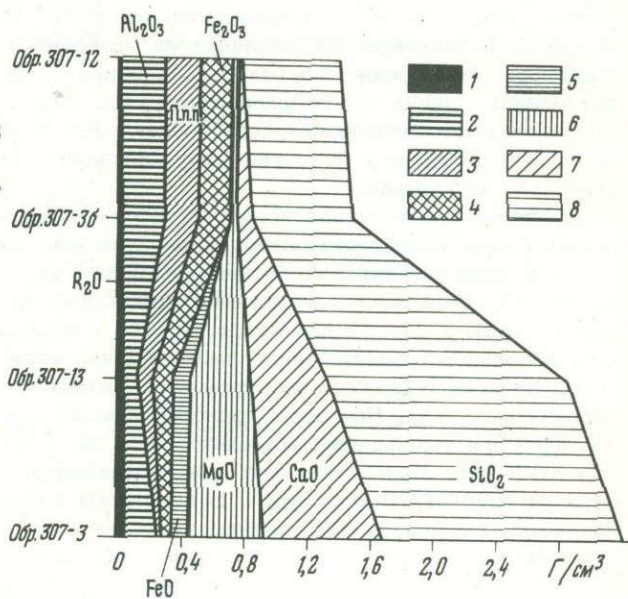


Фиг. 52. Кривые нагрева образцов из коры выветривания пироксенитов

1 - обр. 307-12;
 2 - обр. 307-10;
 3 - обр. 307-7; 4 - обр. 307-36; 5 - обр. 307-2а; 6 - обр. 307-1

Фиг. 53. Геохимический профиль выветрелых гидротермально измененных пироксенитов

1 - R_2O ; 2 - Al_2O_3 ; 3 - п.п.п.; 4 - Fe_2O_3 ; 5 - FeO ; 6 - MgO ; 7 - CaO ; 8 - SiO_2



чаются двойники. Размер зерен до $0,72 \times 0,27$ мм. Содержание в породе его около 10%.

Визуально зоны выветривания пироксенитов выражены не четко, вся выветрелая толща этих пород представлена рыхлыми ярко-зелеными образованиями; выявляется зональность при микроскопическом изучении: снизу вверх можно выделить следующие зоны: 1) зону начального разложения (выщелоченных и слабо монтмориллонитизированных пород); 2) зону выщелачивания и гидратации (монтмориллонитовую); 3) зону гидролиза (каолинитовую). Наиболее мощной (25–30 м) является монтмориллонитовая зона: нижняя зона имеет небольшую мощность (несколько метров); верхняя зона маломощна, размыта и представлена нижней частью, т.е. горизонтом начальной каолинизации.

1. Зона начального разложения характеризуется осветлением породы: цвет породы становится пепельно- и голубовато-серым; при этом сохраняются монолитность и крепость породы. Однако в шлифах видно, что происходит выщелачивание породы, в зернах пироксена образуется большое количество пустот, пористость увеличивается до 7% при уменьшении объемного веса с 3,20 до 2,80 г/см³ (табл. 14). По порам и трещинкам наблюдаются натечные отложения зеленого глинистого вещества и гидрокислов железа и марганца. Наряду с выщелачиванием начинается монтмориллонитизация породы. Монтмориллонит развивается по пироксену, вначале замещающая его небольшими неправильными участками, затем эти участки разрастаются и монтмориллонит замещает целиком отдельные зерна пироксена. Количество монтмориллонитизированных зерен увеличивается с увеличением степени выветрелости породы. Монтмориллонит в шлифе бледно-зеленый, плеохроирует от желтовато-зеленого по Np до темно-зеленого по Ng; $Ng = Nm = 1,556, Ng - Np = 0,012$. Порошкограмма, сделанная из отобранных монтмориллонитизированных зерен пироксена (табл. 13, обр. 307-1), кроме авгита дает интенсивные линии монтмориллонита: 14,2 (10); 4,45 (8); 1;508 (6). При насыщении глицерином первое базальное отражение увеличивается до 17,2 Å. Однако количество монтмориллонитизированных зерен в этой зоне небольшое.

2. Монтмориллонитовая зона слагается разрыхленными пелитизированными породами фисташково-зеленого цвета, переход от слабыветрелых монтмориллонитизированных пород к рыхлым глинистым довольно резкий, замещение глинистыми минералами начинается по трещинкам и порам и распространяется в глубь ненарушенных участков. Основным порообразующим минералом зоны является монтмориллонит, он образует псевдоморфозы по пироксенам, метасоматически замещая породу (фиг. 51). При этом пористость породы в этой зоне достигает 35–40% при уменьшении объемного веса до 1,49 г/см³ (табл. 14, обр. 307-36). Монтмориллонит концентрируется по системе трещин, образуя "лапчатую структуру". В некоторых пустотках наблюдается натечный, аморфизованный монтмориллонит с кристификационными, колломорфными структурами. Монтмориллонит имеет темную, в шлифе бурую, окраску; плеохроирует от бурого по Np до темно-бурого по Ng; $Ng - Np = 0,025$; показатели преломления у него более высокие, чем у обычного монтмориллонита, по-видимому, он более железистый и пред-

Химический состав выветрелых пироксенитов

Компоненты	%				г/см			
	зона выщелачивания		монт-мориллонитовая зона	каолинитовая зона	зона выщелачивания		монт-мориллонитовая зона	каолинитовая зона
	307-3*	307-13	307-36	307-12	307-3	307-13	307-36	307-12
SiO ₂	47,36	53,22	42,18	44,35	1,52	1,51	0,63	0,63
TiO ₂	0,45	0,22	0,76	0,55	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	7,34	4,26	18,59	19,62	0,24	0,12	0,28	0,28
Fe ₂ O ₃	1,33	3,65	12,83	14,18	0,05	0,11	0,19	0,20
FeO	3,76	4,17	Нет	Нет	0,12	0,12	-	-
MnO	0,06	0,05	0,06		-	-	-	-
MgO	14,68	13,42	1,76	1,73	0,47	0,38	0,03	0,03
CaO	23,54	16,86	7,55	1,86	0,75	0,48	0,11	0,03
Na ₂ O	0,43	0,29	0,84	0,35	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,32	0,21	0,27	0,21	0,01	0,01	0,01	-
H ₂ O ⁻	0,15	1,31	6,89	7,06	0,01	0,04	0,10	0,10
H ₂ O	0,47	1,91	6,87	8,64	0,01	0,05	0,10	0,13
	-	-	1,44	-	-	-	0,02	-
Cr ₂ O ₃	0,15	-	0,24	0,52	-	-	-	-
Сумма	100,04	99,57	100,28	100,10	3,20	2,84	1,49	1,42
Об. вес	3,20	2,84	1,49	1,42				
Пористость	-	7,19	-	43,88				

Аналитики: В.М. Стапашкина, В.В. Кухарчик, Л.А. Твердова.

* Номер образца.

ставлен нонтронитом. Из переменных окислов в составе его следующие количества: $Al_2O_3 = 14,48\%$; $Fe_2O_3 = 17,60\%$; $MgO = 2,33\%$.

Рентгеновская характеристика монтмориллонитизированного образца, насыщенного глицерином: $d_{001} = 18,1 \text{ кX}$; $d_{060} = 1,514 \text{ кX}$ (обр. 307-36).

На кривых нагревания монтмориллонитизированных образцов (фиг. 50 обр. 307-1, 307-2а, 307-36) видны три эндотермические остановки (около 140 , 550 и 800°), характерные для монтмориллонитов. Апатит в этой зоне сохраняется свежим; слабо изменены и эпидоты; некоторые зерна их покрываются точечным налетом, по-видимому, маршаллита и кальцита (фиг. 51).

Монтмориллонит, кроме псевдоморфного замещения пироксенов, слагает также инфильтрационные прожилки, как по трещинам отдельности породы, так и по секущим трещинам; он, по-видимому, формировался за счет поступления материала при выветривании более верхних частей разреза.

3. Каолинитовая зона представлена каолинизированными породами. Основное отличие от нижележащей зоны — полное разложение алюмосиликатных минералов; апатит и эпидот в этой зоне разложены. Порода осветляется и имеет бледно-зеленую окраску с точечными и пятнистыми выделениями гидроокислов железа и марганца. Еще более увеличивается (табл. 14) пористость пород (до 44%) и уменьшается объемный вес (до $1,42\%$). Каолинит образует вермикулитообразные выделения по псевдоморфным образованиям монтмориллонита по пироксенам; каолинизированные участки имеют белую окраску, в шлифе бесцветны; двупреломление понижается до $0,007$, $n_g = 1,565$. На рентгенограмме (см табл. 13, обр. 307-12н) продуктов замещения пироксенов, кроме монтмориллонитовых линий, имеются рефлексы 7 \AA минерала (каолинита); после нагревания до 600° (2 часа) рефлекс 001 изменяется до $9,4 \text{ \AA}$, а рефлекс 7 \AA исчезает.

Эпидотовые выделения замещаются смесью каолинита, гидромусковита и монтмориллонита, белые псевдоморфозы которых точечной вкрапленностью выделяются на общем бледно-зеленом фоне породы. Порошкограмма псевдоморфоз по эпидоту (табл. 13, обр. 307-12к) обнаруживает интенсивные линии каолинита, серицита и монтмориллонита. Рефлекс 001 при насыщении образца глицерином увеличивается до $17,2 \text{ \AA}$; на рентгенограмме образца, прокаленного $1,5$ часа при 550° , остаются рефлексы слюды; 14 \AA изменяется до $9,5 \text{ \AA}$.

На кривых нагревания (фиг. 52, обр. 307-7, 307-10, 307-12) появляются каолинитовые эффекты: эндоеффект около 600° и экзоеффект около 930° .

Гидроокислы железа (гетит) выделяются по бывшим трещинкам спайности пироксена и в виде коллоидальных выделений в пустотках. Гидроокислы марганца представлены черным землистым псиломеланом (см. табл. 13, рентгенограмма обр. 307-2-5).

При выветривании пироксенитов имеет место большой вынос вещества, который составляет более $50-55\%$ (фиг. 53); объемный вес породы при этом понижается с $3,20$ до $1,42 \text{ г/см}^3$; пористость в верхних частях описываемого разреза 45% . Наибольший вынос наблюдается для кремнезема: в монтмориллонитовой зоне он составляет 60% . В каоли-

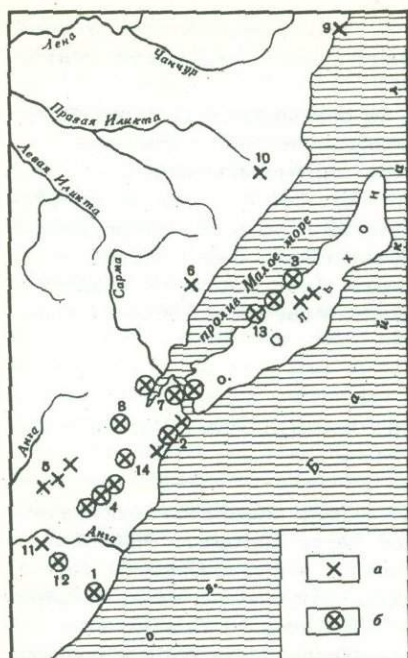
нитовой зоне количество его сохраняется, это, по-видимому, объясняется привносом, что связано с образованием инфильтрационного нонтронита.

Содержание глинозема увеличивается по сравнению с содержанием его в первичной породе; имел место небольшой привнос глинозема. Основное количество магния выносится при монтмориллонитизации пироксена. Он остается в количестве 1,73-1,76%, входя в состав монтмориллонита. Основная часть кальция удаляется из породы в монтмориллонитовой зоне при разложении пироксена, но значительная часть его еще остается, связанная в эпидоте и апатите (она удаляется в каолинитовой зоне). В выветрелых пироксенах наблюдается накопление хрома (до 0,52%).

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ОЛИВИНСОДЕРЖАЩИХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы в Прибайкалье имеют неширокое площадное распространение и образуют в центральной части Западного Прибайкалья несколько десятков небольших линзо-, дайко- и штокообразных тел. Эти тела представляют собой юго-западную, затухающую часть Северо-Байкальского базит-гипербазитового пояса в Западном Прибайкалье. Они интрузируют метаморфические толщи архея и протерозоя и граниты приморского комплекса (нижнего протерозоя). Возраст гипербазитов исследователями района (Павловский и Ескин, 1964) условно считается верхнепротерозойским. Гипербазиты секутся более молодыми (нижнекембрийскими) пегматитовыми и гранитными жилами (фиг. 54, 55), образующими в Центральном Прибайкалье Ольхонское пегматитовое поле (Сорокин, 1957). Ввиду большого количества последних (под влиянием их) ультраосновные породы повсеместно постмагматически сильно изменены. Влияние кислой магмы и связанных с нею гидротерм обусловило появление в гипербазитах новых минералов: амфиболов, слюд, талька, хлорита, серпентина и карбонатов. Первоначально гипербазиты слагались оливином и пироксеном в различных количественных соотношениях. Новообразованные минералы образуют возле секущих пегматитовых жил контактово-реакционные оторочки мощностью от 10-15 до 50-60 см, сложенные чаще всего слюдами и амфиболом (тремолитом); кроме того, эти минералы встречаются в гипербазитах.

Тела гипербазитов приурочены к древним глубинным разломам северо-восточного простирания. На материковой части, в Приольхонье, работами Ольхонской экспедиции (1965 г.) выявлены семь небольших (400 × 400 м² и менее) штокообразных изолированных тел. Вмещающими являются архейские породы ольхонской серии. Наличие двух линзовидных тел указывается Е.В. Павловским и А.С. Ескиным (1964) на о-ве Ольхон. Нами на Ольхоне и в Приольхонье при изучении коры выветривания наблюдалось еще несколько других, также небольших, тел гипербазитов, в частности в заливе Баян-Шунген, на мысе Хужиртуй, в 2 км южнее этого мыса в береговых обнажениях, на мысе Шида и в других местах. В южной части Приольхонья, между реками Бугульдейка и



Фиг. 54. Расположение массивов ультраосновных пород и их коры выветривания в центральной части Западного Прибайкалья

а — ультраосновные массивы; б — ультраосновные массивы с выявленной корой выветривания.

Массивы: 1 — Крестовский базитовый с группой даек гипербазитов; 2 — Улан-Нурский базитовый с тремя телами гипербазитов; 3 — Халагайская группа даек; 4 — Тажеранские массивы; 5 — Среднеангинские массивы; 6 — Улан-Ханский массив; 7 — Мухор-Булыкская группа даек; 8 — Кучулгинская группа даек; 9 — Кочериковский массив; 10 — Заминская группа даек; 11 — Тологойский массив; 12 — Петрово-Поповский массив; 13 — Хужирская группа даек; 14 — Гызгинурский массив

Анга, в их нижнем течении, находится Крестовский массив габбро и габбро-диоритов площадью 144 км^2 ; среди пород основного состава встречаются дайки перидотитов и пироксенов. Северо-восточнее этого массива, также по берегу Байкала, в районе улуса Харикта известен Улан-Нурский массив габбро и диоритов, среди которого выявлено три небольших (400×400 , 200×200 и $100 \times 100 \text{ м}^2$) изометричных тел гипербазитов, представленных перидотитами, дунитами и пироксенитами; выявлены также щелочные породы (Конев и др., 1967). Западнее названных массивов, но восточнее Приморского сброса в Приольхонье расположены несколько мелких массивов гипербазитов на Петровском участке, участках Новый Борсой, Борсойский Тажеран, у озера Гызгинур, а также Кучулгинская и Мухор-Булыкская группы даек. Северо-западнее Приморского разлома известны Тологойский массив (в 11 км северо-западнее Еланцы) и группа Среднеангинских массивов. На северо-западном побережье о-ва Ольхон (в его центральной части), южнее поселка Хужир, среди пород основного состава выявлены крупные дайки гипербазитов. На противоположном берегу Малого моря известен Улан-Ханский массив, а северо-западнее его — Заминская группа даек и Кочериковский массив.

Названные массивы и дайки сложены дунитами, перидотитами, гарцбургитами, лерцолитами, горнблендитами, роговообманковыми перидотитами, аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами и пироксенитами. Во всех массивах породы сильно изменены гидротермальными процессами. Для многих массивов установлена кора выветривания в

виде рыхлых охристых продуктов выветривания; она наблюдалась нами в береговых обнажениях на мысе Будун, южнее пос. Хужир (два массива), в районе пролива Ольхонские ворота (группа даек Мухор-Булькской группы) и вскрыта скважинами на участках Борсойский Тажеран и Петрово-Поповский. На некоторых участках гипербазиты подверглись изменению в условиях проявления более позднего гипергенеза; в результате они окремнены и карбонатизированы (кальцитизация); при этом окремнению и карбонатизации подвергнуты ультраосновные породы разных стадий выветривания от невыветрелых пород до пород из верхней зоны коры выветривания. Окремненные породы обычно лимонитизированы, а точнее окрашены гидроокислами железа, содержание же последних обычно небольшое (4-5%). Окремненные лимонитизированные породы встречаются среди перидотитов Крестовского, Улан-Нурского, Тажеранских, Петрово-Поповского и других массивов. Окремненные породы плотные, массивные, очень крепкие и имеют яшмовидный облик. Выходы таких коричневых и зеленых яшмовидных пород часто принимались за гидротермальные образования. Только буровые скважины, вскрывшие постепенный переход этих яшмовидных пород в неизменные гипербазиты, дали возможность рассматривать их как окремненные гипербазиты.

В результате воздействия гидротерм и последующего выветривания первичные минералы почти не сохранились, о них часто можно судить только по форме зерен и вторичным минералам.

Оливин среди ультраосновных пород является распространенным минералом, иногда он образует мономинеральные породы (дуниты), чаще встречается в перидотитах, где его содержание составляет 30-40% и обычно (до нескольких процентов) присутствует в пироксенитах.

Оливин встречается в виде бесцветных или бледно-зеленых изометричных зерен величиною до 1,6 мм. Под микроскопом выделяется высоким рельефом, высокой интерференционной окраской, неправильной системой трещин, образующих сетку: $N_g = 1,689$, двупреломление 0,035-0,040, угасание прямое, $2V = 90^\circ$. Оливин чаще свежий, несерпентинизированный, но иногда по нему развиваются хризотил и антигорит, реже иддингсит.

Пироксены встречаются как ромбические, так и моноклинные. Содержание их в породе от 20 до 80%, часто изменены. Ромбический пироксен бледно-зеленый, в шлифе бесцветный, с прямым погасанием и низкими цветами интерференции (двупреломление 0,010), двуосный, отрицательный, относится, видимо, к гиперстену. Угол $2V$ не более $65-70^\circ$. По нему часто развивается бесцветный амфибол. Размер зерен от $0,75 \times 2,0$ до $2,5 \times 5,0$ мм. Моноклинный пироксен (клиноэнстатит) в зернах имеет бледно-розовую окраску, в шлифе плеохроирует от синевато-зеленого по N_p до красновато-розового по N_g и N_m . $N_g = 1,665$, двупреломление 0,009-0,012. Размер зерен до 2 мм. Содержание в породе 20-25%. Очень устойчив к выветриванию, иногда сохраняется неразложившимся даже в верхних частях профиля выветривания, где все остальные минералы разложены, становится только сильно-трещиноватым. Порошкограмма минерала идентична эталонным рентгенограммам клиноэнстатита, на ней видны интенсивные линии: 3,15 (10); 2,86 (9); 1,481 (10); 1,467 (9) кХ.

Содержание микроэлементов в рудных минералах перидотитов

Элементы	Элементы			Элементы	Элементы		
	550-1*	315-5	52-8а		550-1	315-5	52-8а
Mn	0,1	0,п-	0,п-	Ni	0,0п	0,01	0,00п
Ca	0,001	0,00п-	0,000п	Ng	0,п+	0,п+	0,п
V	0,03	0,03	0,03	Si	0,п	0,1	0,0п
Cu	0,01	0,000п-	0,000п-	Al	0,п+	0,п+	п-
Zn	0,03	0,0п	0,0п	Fe	п+	п+	П/п+
Ti	п	п+	0,00п-	Cr	п-	п-	п+
Co	0;0п-	0,01	0,0п-	Ca	0,0п-	0,0п-	0,00п-

* Номер образца.

Рудные минералы в первичных породах представлены магнетитом и хромитом. Магнетит содержится в значительных количествах (несколько процентов, иногда более 10%), обычно в зернах оливина, амфибола и пироксена в виде неправильных образований и октаэдрических кристаллов, величина которых до 0,63 мм. Магнетит темно-серый: до черного в отраженном свете. Спектральные анализы рудных минералов (табл. 15) обнаруживают несколько процентов хрома.

Апатит встречается в виде обособлений неправильной формы между зернами, образует бесцветные прозрачные кристаллы с $n_e = 1,637$, $n_o = 1,645$, двупреломление 0,004, размер зерен до 0,5 мм.

Под влиянием пегматитовых жил в перидотитах появляется много новообразований. По пироксенам обычно образуется роговая обманка; кроме того, в породе беспорядочно разрастается бесцветный амфибол (тремолит). Роговая обманка (паргасит) представлена крупными (до 3,5 мм) темно-зелеными и бутылочно-зелеными кристаллами. Под микроскопом видны таблитчатые кристаллы, плеохроирующие от светлого синевато-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np; $N_g = 1,650-1,652$. Двупреломление 0,018-0,020, угол погасания 29° , спайность под углом 124° . Содержание в породе часто до 25-30%. Тремолит обычно дает крупные и мелкие длиннопризматические шестоватые и таблитчатые зерна размером до $0,4 \times 3,0$ мм. Угол погасания $16-20^\circ$. Иногда преобладает в породе (до 80-85%), образуя тремолитовый асбест; чаще располагается беспорядочно, пересекая первичные минералы в различных направлениях.

Клинохлор встречается в свежих и выветрелых породах в виде белых и бледно-зеленых чешуек с перламутровым блеском; в шлифе бесцветный, пластинчатый. Встречается часто вместе с флогопитом и тальком;

$n_m = 1,586$, двупреломление $0,010$. Иногда разрастается до крупных пластинок (от $1,16 \times 0,48$ мм до 1 мм^2). Спайность совершенная, слоистая. Сечет в различных направлениях породообразующие минералы. На рентгенограммах видны характерные хлоритовые линии: $14,02$ (001); $7,07$ (002); $4,71$ (003); $3,54$ (004); $2,83$ (005); $2,37$ (006); $2,07$ (007); $1,532$ (060) кХ. Они не изменяются при прокаливании минерала до 600° и при насыщении глицерином. Клинохлор встречается не повсеместно и обычно в небольших количествах (иногда до нескольких процентов).

Флогопит распространен в гидротермально измененных породах в различных количествах; от нескольких процентов до 50–60%; имеет светло-коричневую окраску; в шлифе плеохроирует от коричневатого-зеленого по Ng до бесцветного по Np; $n_g = 1,623$, $n_p = 1,605$, двупреломление $0,035$ – $0,050$. Угасание прямое, оптически отрицателен. Часто, особенно из контактово-реакционных оторочек, крупночешуйчатый (более $0,5$, до 15 мм). Серпентин развивается в трещинках, пересекающих как амфиболовые, так и пироксеновые участки породы, а также замещает отдельные участки породы, встречаются антигорит и хризотил. Иддингсит образуется как в трещинах, так и внутри оливиновых зерен, часто вместе с тонковолокнистым серпентином (хризотилом). Тальк представлен бледно-зелеными чешуйками, встречается не во всех породах. В шлифе бесцветный, $n_g = 1,589$, двупреломление $0,050$. Наблюдается в чешуйках различного размера: от мелких чешуек до довольно крупных пластинок ($0,08 \times 0,32$ мм). Обычно дает спутанночешуйчатые агрегаты.

Юго-восточнее кайнозойского Приморского сброса на большинстве гипербазитовых массивов выявлена кора выветривания. Она была встречена и изучалась нами в береговых обнажениях западного берега о-ва Ольхон, в южной части мыса Будун, на мысе Хужиртуй и южнее его в 2 км, в Приольхонье – в береговых обнажениях, на мысе Шида, в заливе Базарская губа, в канавах на участке Харикта и Новый Борсой, в овраге на Кучулгинском участке и на участках Борсойский Тажеран и Петрово-Поповский по керну скважин. На всех этих местонахождениях кора выветривания имеет большую мощность и отличается глубокой химической проработкой. В большинстве случаев мы имеем возможность наблюдать средние части разреза коры выветривания: верхние обычно смыты, а нижние в береговых обнажениях уходят под урез воды озера. В береговых обнажениях видимая мощность коры колеблется от нескольких метров (Шида, Хужиртуй, Базарская губа) до 70 м (мыс Будун, южнее мыса Хужиртуй), а скважинами на участке Борсойский Тажеран кора выветривания гипербазитов вскрыта до глубины 85 м.

В южной части залива Хужиртуй среди архейских гнейсов – выход интрузивных пород основного и ультраосновного составов (фиг. 55). Породы, по-видимому, образуют линзообразное тело северо-восточного простирания. Большая (50 м), западная, часть обнажения представлена роговообманковыми габбро, в восточной части обнажены бесполовошпатовые породы: верлиты, роговообманковые перидотиты и пироксениты, перекрытые со стороны острова осадочными неогеновыми отложениями. Выход их составляет 35 м. Западная часть обнажения, сложенная габ-

бро и гнейсами, слабыветрелая, породы преимущественно дезинтегрированы; ультраосновные породы восточной части обнажения интенсивно выветрелые, рыхлые, обохренные, отличаются от образований, развитых в западной части обнажения, бурым цветом. К контакту ультраосновных и основных пород приурочена крутопадающая пегматитовая жила мощностью 1,5 м. Серия более мелких пегматитовых жил сечет как основные, так и ультраосновные породы. Пегматиты менее выветрелые, чем гипербазиты, они только слабо дезинтегрированы.

На контакте ультраосновных пород с пегматитовой жилой и основными породами, по-видимому, проходит молодое, послекоровое, тектоническое нарушение; наблюдаются затертые поверхности, зеркала скольжения, штриховка, смятие боковых пород. Таким образом, в этом обнажении кора выветривания также наблюдается в опущенном тектоническом блоке, хотя в современном рельефе он не выражен ввиду последующей нивелировки рельефа.

Основная часть ультраосновного тела представлена перидотитами. Первичные минералы: оливин, моноклинный пироксен, магнетит, апатит, хромит; вторичные: роговая обманка, тремолит, флогопит, клинохлор, тальк, хризотил.

Пегматитовые жилы оказали влияние на ультраосновные и основные породы; под их воздействием пироксен заместился роговой обманкой, появились новые минералы: тремолит, флогопит, тальк, хлорит, карбонаты, которые встречаются в породе в различном количестве, а непосредственно на контакте с пегматитовыми жилами образуют реакционные оторочки. В сторону от контакта наблюдаются следующие реакционные зоны; слюдяная, амфиболовая и карбонатная (фиг. 56). Границы между зонами не резкие, наблюдается проникновение минералов в соседние зоны.

Слюдяная оторочка почти целиком слагается крупночешуйчатым флогопитом. Размер чешуек до 0,5-1,0 см. Мощность оторочки 1,5-3 см. В сторону от контакта содержание и размер чешуек флогопита уменьшаются, он вытесняется амфиболом, и в нескольких десятках сантиметров от контакта содержится уже только во вкрапленном состоянии. В оливинсодержащих породах расположение чешуек слюды обычно беспорядочное, они секут первичные минералы в различных направлениях. В породах пироксенового и рогообманкового составов флогопит замещает эти минералы псевдоморфно, чешуйки его располагаются параллельно граням кристаллов и сохраняют их размер.

Амфиболовая зона имеет мощность 7-9 см, участками наблюдается образование длиноволокнистого амфиболового асбеста, при этом волокна расположены перпендикулярно к контакту. Амфибол бесцветный, тремолит имеет длинностоватый и таблитчатый габитус. Далее от контакта расположение кристаллов становится беспорядочным.

Карбонатная зона мощностью 8-10 см слагается раскристаллизованным доломитом. Среди общей доломитовой массы встречаются амфибол и флогопит. Контакт доломитовых оторочек с гипербазитами резкий, реакционные оторочки повторяют форму пегматитовых жил, поэтому они сами напоминают жильные образования, выделяясь серым цветом и большей плотностью среди выветрелых гипербазитов.



Фиг. 55. Пегматитовые жилы среди выветрелого перидотита в южной части залива Хужиртуй (обн. 315)

Перидотиты повсеместно выветрелые, рыхлые. В результате выветривания образуются гидрофлогопит, вермикулит, сунгулит, нонтронит, гетит. Высота обнажения 3–5 м, но вскрыта какая-то средняя часть разреза; под урез воды породы уходят интенсивно выветрелыми, обохренными; верхняя часть, прикрытая делювиальными отложениями и почвенным слоем, составляет 20–30 м. Продукты выветривания являются глинистыми и охристо-глинистыми; они пересечены большим количеством прожилков различной мощности (от нескольких миллиметров до 15–20 см), которые образуют в породе сетку. Прожилки карбонатные и кремнистые. Карбонатная сетка обнаруживается только в нижней части разреза, представлена белым фарфоровидным магнезитом. Выше в сетке прожилков карбонатные минералы замещаются кремнистыми. Магнезит вытесняется опалом, наблюдаются опализованные магнезиты; при этом окраска прожилка становится серой или пятнистой. Опал не только замещает магнезит, но образует и самостоятельные прожилки мощностью 5–7 см. Кроме того, кремнеземом (кristобалитом) замещаются прожилки какого-то вермикулитоподобного минерала, реликтов которого не сохранилось.

В 2 км южнее описанного массива (т.н. 315), на берегу острова, обнажается другой массив (обн. 550), сложенный гарцбургитами и амфиболитизированными пироксенитами; породы по составу близки к описанным. Они прослеживаются по берегу острова с юго-запада на северо-восток на 400 м, высота обнажений, вскрывающих кору выветривания на этих породах, 70–80 м. В южной части обнажения внизу разреза

можно наблюдать невыветрелые гарцбургиты, севернее и выше по разрезу они выветрелы в той или иной степени. Невыветрелые гарцбургиты — плотные, среднекристаллические породы темно-серого цвета. Первичные минералы: оливин, моноклинный пироксен, амфибол, магнетит, хромит, апатит. Гипербазиты секутся двумя крупными (мощность 2–3 м и серией более мелких, в основном крутопадающих пегматитовых жил. Возле них наблюдаются контактовые реакционные оторочки, сложенные преимущественно слюдами и амфиболами. Под влиянием жил гипербазиты изменены: во вкрапленном состоянии в них содержатся флогопит (переменное количество — от 1–2 до 50–60%), тремолит, клинохлор. Большая часть обнажения представлена выветрелыми породами; они рыхлые, имеют охристо-бурый цвет, при значительном содержании выветрелого флогопита цвет породы зеленовато-серый.

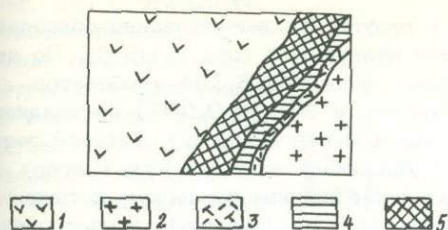
Небольшое штокообразное тело гипербазитов с развитой на нем корой выветривания обнажается в южной части мыса Шида в Мухорском заливе Малого моря (т.н. 552, фиг.9). Выветрелые и невыветрелые гипербазиты прослеживаются с юго-запада на северо-восток на 60–70 м, высота обнажения 3–4 м.

Гипербазиты, как и в других обнажениях, пересечены пегматитовыми жилами; однако в этом случае жилы маломощны, часто менее 1 см; иногда они видны только благодаря реакционным контактовым оторочкам возле них, которые повторяют форму жил, превышая их по мощности в несколько раз, и имеют зонально-симметричное строение. В других случаях пегматитовые жилы выклиниваются, но их наличие узнается по сохранившимся реакционным оторочкам, центральная часть которых сложена слюдой, а далее от контакта карбонатом и бесцветным амфиболом. Таких реакционных "жил" на Шидинском массиве большое количество, они образуют в гипербазитах сетку.

Встречаются пегматитовые выделения в форме небольших апофиз. В этом случае реакционные оторочки имеют форму трубчатых жил. В процессе выветривания гипербазиты были превращены в рыхлую охристо-бурую массу. Реакционные "жилы" также претерпели изменения. Они послужили каналами для нисходящих растворов, выносящих из верхних горизонтов выветривания магний. В результате этого карбонат I (доломит) был замещен карбонатом II (магнезитом), а слюда при выветривании перешла в вермикулит и сунгулит. В обнажении на мысе Шида можно наблюдать все стадии выветривания слюды от флогопита до сунгулита. Если в жилах замещения слюды слабовыветрелые (гидрофлогопит, вермикулит), цвет жил серый; при полной гидратации флогопита и образовании белого сунгулита карбонатные жилы имеют белый цвет. Слюда в этом обнажении крупночешуйчатая, поэтому псевдоморфные образования по ней вермикулита и сунгулита также очень крупные. Часто встречаются сростки длиной более 10–15 см, имеющие поперечное сечение чешуек до 15 мм.

На участке Борсойский Тажеран кора выветривания гипербазитов вскрыта глубокими скважинами (№ 6-ТЖ, 52, 51) и канавами.

Скважина № 6-ТЖ прошла внизу разреза с 60 до 99 м основные и ультраосновные породы (фиг. 57). Выше залегают биотитовые гнейсы. Весь разрез представлен выветрелыми породами. На глубине 59, 80–68

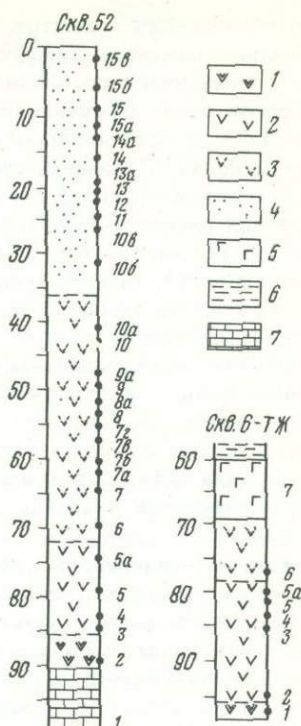


Фиг. 56. Контакт пегматитовой жилы с перидотитом (зарисовка)

1 - перидотит; 2 - пегматит; 3 - слюда; 4 - амфиболовый асбест; 5 - карбонат

Фиг. 57. Профили коры выветривания гидротермально измененных гипербазитов на Тажеранском участке

1 - зона дезинтеграции; 2 - зона выщелачивания и гидратации; 3 - зона гидролиза; 4 - окремненный перидотит; 5 - выветрелое габбро; 6 - выветрелый биотитовый гнейс; 7 - кристаллический известняк



20 м - габбро, состоящее из выветрелых плагиоклазов, роговой обманки и сфена. Ниже 30-метровая толща выветрелых измененных перидотитов. Влияние кислых пород на гипербазиты чувствуется во всем разрезе. Оно выражается в появлении в гипербазитах таких характерных минералов, как тремолит, тальк, хлорит, флогопит, карбонат. Небольшая серпентинизация оливина, по-видимому, обусловлена также контактовым влиянием. От первичных минералов (оливина и ромбического пироксена) сохраняются только реликтовые остатки, подавляющая часть зерен замещена вторичными минералами. Судя по набору метаморфических минералов и широте их проявления, гипербазиты испытали влияние не мелких пегматитовых жил, а более крупных, возможно гранитных тел, которые отмечаются на этом участке.

Последующее выветривание еще более сильно преобразовало породу. Оставшиеся неизменными зерна оливина замещаются глинистыми минералами, вторичная слюда гидратируется и через вермикулит переходит в сунгулит.

Внизу разреза гипербазиты имеют серый до темно-серого цвет, плотные, но трещиноватые, дезинтегрированные. Выше порода становится рыхлой, окраска голубовато- и пепельно-серая. На глубине 69, 20-77, 80 м гипербазит, по-видимому, был полностью флогопитизирован вплоть

до образования слюдитов, так что в результате выветривания образовался порода, сложенная крупночешуйчатым сунгулитом (обр. 115-6). По данным механического анализа в породе содержится 8,35% карбонатов, остаток после отмучивания глинистой части (менее 0,001) составляет 45,14%; в остатке преобладает фракция менее 0,01 мм, которая составляет 58,87%. Механический анализ указывает на глинистую природу сунгулитизированного образца. Разделение породы на легкую и тяжелую фракции показывает низкое содержание (0,7%) последней, представленной на 93,1% магнетитом и ильменитом, и высокое содержание легкой фракции (99,3%), представленной сунгулитом.

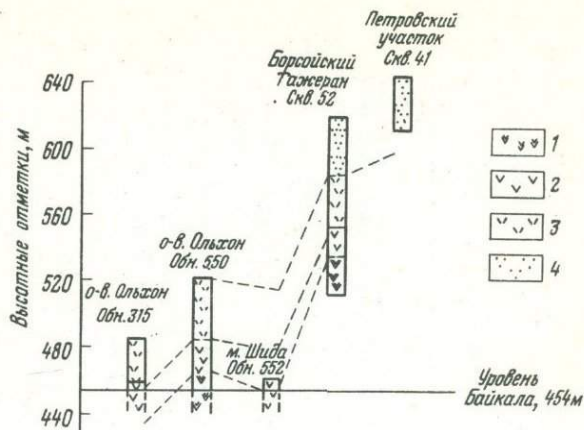
В скв. 52 гипербазиты прослежены на глубину до 90 м (фиг. 57) и можно наблюдать полный разрез коры выветривания гипербазитов от неизмененных выветриванием пород до полностью сунгулитизированных. Особенности этого разреза являются окремнение и карбонатизация верхней части коры выветривания. Карбонатизация, по-видимому, является проявлением позднего гипергенеза и заключается в интенсивной кальцитизации коры выветривания. Кальцит образует густую сеть прожилков от поверхности и до глубины — более 30 м. Густота кальцитовой сетки и мощность прожилков уменьшаются сверху вниз по разрезу. Прожилки секут все минеральные образования выветрелой породы. В нижней части разреза кальцит, по-видимому, замещает магнезитовые прожилки, а в средней части — кремнистые (опаловые), так как в прожилках сохранились реликты того и другого минерала. Вторичное окремнение произошло, по-видимому, раньше, чем кальцитизация, и оно носило характер разложения минералов, а не инфильтрационный, как карбонатизация.

При изучении коры выветривания флогопитизированных гипербазитов нами было установлено, что для Прибайкалья характерен сунгулитовый профиль выветривания.

В центральном Прибайкалье (Приольхонье, о-в Ольхон) кора выветривания гипербазитов имеет мощность в несколько десятков метров и представлена рыхлыми охристо-глинистыми образованиями. Изученный нами профиль выветривания перидотитов состоит из 3 основных зон (снизу вверх): 1) зона начального разложения (дезинтеграции); 2) зона выщелачивания и гидратации; 3) зона гидролиза, выделяемых в зависимости от стадийности выветривания минералов (фиг. 58). В верхней части профиля выветривания в некоторых разрезах встречаются окремненные породы, но окремнение является более поздним, наложенным, поэтому окремненные породы в профиль выветривания не включены.

Зона дезинтеграции слагается разрыхленными породами, она отчетливо распадается на два горизонта: нижний — глыбовый (мощностью 3–5 м) и верхний — мелкодресвянистый (мощностью 5–7 м). Внизу разреза порода плотная, массивная, среднекристаллическая темно-серого цвета; в шлифе видно, что она разбита многочисленными микротрещинками. Порода слагается оливином, трещинки в котором заполнены смесью карбонатного вещества с серпентином и рудным. При выветривании на начальных стадиях монолитность породы нарушается по трещинам отдельности; при этом очень четко проявляется шаровая отдельность интрузивных образований, межшаровые пространства разрыхлены и карбонатизированы, тогда как порода внутри шаров плотная, невыветрелая

Фиг. 58. Современное гипсометрическое положение некоторых выветрелых гидротермально измененных гипербазитовых массивов и зональность выветривания
 1 - гипербазиты невыветрелые, в верхней части зоны дезинтегрированные; 2 - зона выщелачивания и гидратации; 3 - зона гидролиза; 4 - окремненные гипербазиты



(фиг. 59). Шары гарцбургита выкрошиваются из обнажения и образуют глыбовую россыпь у его подножья. Диаметр таких шаров до 1,5–2,0 м. При дальнейшем выветривании дезинтегрируется порода и внутри шаров, она становится рыхлой, сыпучей, при воздействии на нее рассыпается в древесу. Шаровая отдельность подчеркивается только белыми карбонатными прожилками, которые образуют сетку. Минеральный состав пород зоны почти не отличается от состава свежих гарцбургитов.

Для нижней части разреза выветрелых перидотитов очень характерны жилы белого магнезита, которые образуют в породе сетку; при пересечении жилок возникают гнезда магнезита диаметром до 0,5 м.

Зона выщелачивания и гидратации наблюдалась нами во многих обнажениях и скважинах. Она представлена рыхлыми охристо-глинистыми породами. Наиболее изменен при выветривании оливин; в проходящем свете он имеет сетчатую текстуру и зеленовато-желто-бурую окраску; причем центральные части петель, где сохраняются неизменный оливин, не окрашены: петли лимонитизированы и пространство между реликтами оливина выполнено бледно-зеленым слабоанизотропным криптокристаллическим веществом. Это желтовато-зеленоватое вещество иногда выполняет трещинки, в этом случае оно изотропно. В описываемой зоне оливин разлагается на гидроокислы железа и нонтронит, а флогопит гидратируется, давая гидрофлогопит и вермикулит. По преобладающим минеральным новообразованиям зону можно называть гидрослюдисто-монтмориллонитовой или при значительном содержании флогопита в породе - гидрослюдистой. Пироксены разложены слабо, в основном дезинтегрированы.

В зоне гидролиза происходит глинизация основных породообразующих минералов и образование сунгулита, первичные минералы почти полностью разложены. Так, подвергаются разложению в этой зоне пироксены, при выветривании они растрескиваются и выщелачиваются; микротрещинки выполняются серпентиноподобным веществом, лимонитом, карбонатом и глинистым веществом. Реликты зерен пироксена замещаются глинистыми минералами или сунгулитом. Породы имеют пеструю окраску и

Химический состав выветрелых гидротермально измененных перидотитов

Компо- ненты	%					г/см ³				
	зона дезин- теграции	гидрослюдисто- монтмориллонитовая зона		сунгулитовая зона		зона дезинтеграции		гидрослюдис- сто-монтмо- риллонитовая зона		сунгулито- вая зона
	550-1*	550-3	550-5	550-7	315-5	550-1	550-3	550-5	550-7	315-5
SiO ₂	39,97	41,30	43,46	38,81	42,55	1,23	1,01	1,00	0,72	0,72
TiO ₂	0,79	0,94	1,26	0,94	0,56	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	4,64	4,72	7,15	3,44	6,96	0,14	0,12	0,16	0,06	0,12
Fe ₂ O ₃	5,63	11,99	9,58	13,22	14,57	0,16	0,29	0,22	0,25	0,25
FeO	12,86	6,28	5,27	2,06	3,60	0,39	0,16	0,12	0,04	0,06
MnO	0,20	0,19	0,15	0,17	0,10	0,06	-	-	-	-
MgO	31,00	20,94	17,22	24,55	13,51	0,96	0,51	0,40	0,46	0,23
CaO	3,22	6,97	9,16	4,09	5,02	0,09	0,17	0,21	0,08	0,09
Na ₂ O	0,67	0,67	1,10	0,27	0,97	0,02	0,02	0,03	-	0,02
K ₂ O	0,15	0,25	0,37	0,16	0,18	-	-	0,01	-	-
H ₂ O ⁻	-	2,05	2,47	3,88	6,33	-	0,05	0,05	0,07	0,13
H ₂ O ⁺	0,92	2,98	2,56	7,99	4,03	0,03	0,07	0,06	0,15	0,05

CO ₂	-	0,93	0,25	-	1,54	-	0,02	0,01	-	0,03
NiO	0,08	-	0,02	0,12	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,13	100,21	100,00	99,70	99,92	3,10	2,45	2,30	1,85	1,69
Об. вес	3,10	2,45	2,30	1,85	1,69	-	-	-	-	-
Пористость	7,46	20,72	24,37	33,46	39,70	-	-	-	-	-

Анализ: Л.С. Цимлянская и В.В. Кухарчик.

* Номер образца.

Таблица 17

Химический состав выветрелых гидротермально измененных перидотитов с наложенной кальцитизацией

Компо- ненты	%					г/см ³				
	зона дезин- теграции	гидрослюдис- то-монтмо- риллонитовая зона	сунгулитовая зона		зона окрем- нения	зона дезин- теграции	гидрослюдис- то-монтмо- риллонитовая зона	сунгулитовая зона		зона окрем- нения
	52-2*	52-3	52-7	52-10	52-15а	52-2	52-3	52-7	52-10	52-15а
SiO ₂	41,99	40,92	30,87	25,14	28,97	1,29	1,13	0,69	0,52	0,63
SiO ₂ св.	Нет	нет	Нет	Нет	20,30	-	-	-	-	0,44
TiO ₂	0,12	0,11	»	»	нет	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	2,41	0,77	0,70	0,99	0,67	0,08	0,03	0,03	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	1,70	1,81	5,00	4,94	4,19	0,05	0,05	0,11	0,10	0,10
FeO	6,80	3,61	Нет	Нет	Нет	0,22	0,11	-	-	-

Таблица 17 (окончание)

Компо- ненты	%					г/см ³				
	зона дезинте- грации	гидросло- дисто-монт- мориллони- товая зона	сунгулитовая зона		зона ок- ремнения	зона де- зинте- грации	гидросло- дисто-монт- мориллони- товая зона	сунгулитовая зона		зона окремне- ния
	52-2*	52-3	52-7	52-10	52-15а	52-2	52-3	52-7	52-10	52-15а
MnO	0,28	0,08	0,11	0,05	-	-	-	-	-	-
MgO	40,20	37,92	27,72	20,23	2,38	1,23	1,05	0,62	0,42	0,05
CaO	0,44	2,15	11,30	20,27	33,10	0,02	0,06	0,26	0,42	0,72
Na ₂ O	0,12	0,09	0,21	0,24	0,32	-	-	-	-	-
K ₂ O	0,78	0,34	0,06	0,06	0,10	0,03	0,01	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,13	0,79	1,49	2,70	0,23	-	0,02	0,04	0,06	-
H ₂ O ⁺	2,97	7,58	7,40	6,11	1,32	0,11	0,21	0,17	0,13	0,04
CO ₂	0,51	2,47	13,00	18,53	27,96	0,02	0,07	0,29	0,39	0,61
P ₂ O ₅	0,39	0,23	0,08	сл.	0,01	0,01	0,01	-	-	-
NiO	0,19	0,41	0,18	0,11	Her	-	0,01	-	-	-
П.п.п.	-	-	1,31	0,33	0,17	-	-	0,03	0,01	-
Сумма...	99,62	99,50	99,43	99,37	99,36	3,06	2,76	2,24	2,07	2,17

Аналитики: В.В. Кухарчик, В.М. Степашкина.

рыхлое сложение. Вермикулит, образовавшийся по флогопиту в менее выветрелой породе, замещается здесь сунгулитом. При значительном содержании флогопита в породе преобладающим минералом зоны является сунгулит и ее можно называть сунгулитовой. А.П. Афанасьев (1966) считает, что сунгулит образуется при выветривании не только вермикулита, но также оливина и пироксенов в верхней зоне коры выветривания.

В процессе выветривания из пород освобождаются щелочи, щелочные земли, кремнезем и т.д. Проникая в нижние части разреза с подземными водами, они образуют инфильтрационные карбонатные и кремнистые прожилки. Обычно в коре выветривания ультраосновных пород выделяют карбонатный (внизу разреза) и кремнистый (выше карбонатного) горизонты; они могут не совпадать с границами зон и пересекать их. Карбонатный и кремнистый горизонты выявлены нами и в коре выветривания гипербазитов в Прибайкалье. Карбонатный горизонт обычно представлен магнезитом и располагается примерно на границе двух зон — дезинтеграции и гидрослюдистой, занимая часть гидрослюдистой зоны. Выше него располагается кремнистый — примерно до границы с сунгулитовой зоной.

Для коры выветривания гипербазитов вообще наиболее обычным является охристый профиль, в котором первичные минералы замещаются нонтронитом, а последний выше по разрезу разлагается и дает охры. В этом профиле отчетливо наблюдается накопление железа, а содержание магния в 2–3 раза уменьшается уже в зоне выщелачивания, и в нонтронитовой зоне его остается всего несколько процентов (2–4%) по сравнению с 35–40% в исходной породе. В изученном нами сунгулитовом профиле значительного накопления железа не наблюдается, а содержание магния снижается очень медленно и остается высоким (20% и более, табл. 16, 17) в верхних зонах выветривания, где все остальные компоненты уже вынесены. Однако, несмотря на относительно слабый вынос магния из породы (выносится примерно половина содержания магния), он накапливается в низах разреза в виде магнезитовых жил и прожилков.

Кроме упомянутых накоплений магния и железа в различных профилях выветривания гипербазитов, известно накопление глинозема с образованием гиббсита в коре выветривания ультраосновных пород. Подобное явление было описано Е.Н. Куземкиной для гипербазитовых массивов Северного Урала и А.Д. Слукинским для Чадобецкого поднятия. А.Д. Слукин (1968), кроме того, описал образование крупнокристаллического каолинита по флогопиту (через вермикулитовую стадию) в коре выветривания ультраосновных пород.

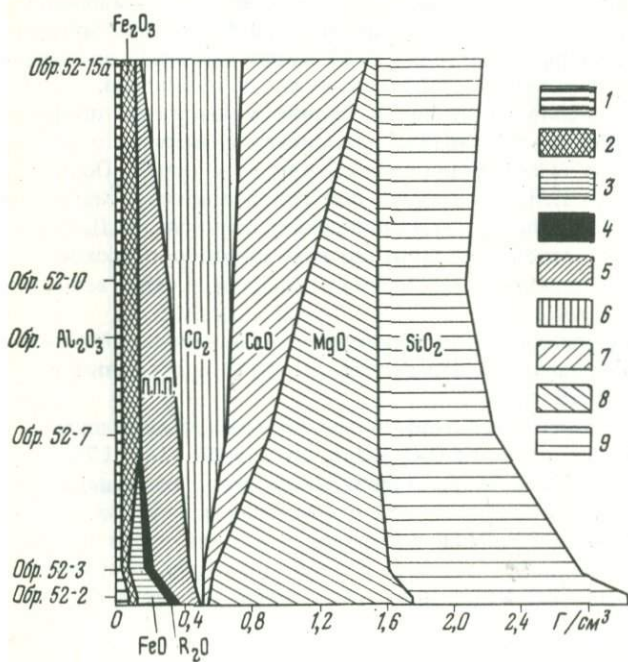
В коре выветривания гипербазитов имеет место значительный вынос вещества; при этом увеличивается пористость до 44%, а объемный вес уменьшается с 3,1 до 1,58 г/см³.

Невыветрелые гипербазиты характеризуются высоким содержанием окиси магния (33,0–40,2%, или 0,96–1,23 г/см³; табл. 16, 17). При выветривании значительная часть магния выносится, содержание его уменьшается в 2–3 раза и составляет в выветрелых породах 0,40–0,46 г/см³. Высвобожденный магний поступает в нижние части профиля выветривания, где выполняет трещинки в виде магнезита и сунгулита. Оставшаяся часть магния (20–25%) преимущественно входит в состав сунгулита.



Фиг. 59. Перидотит из зоны дезинтеграции

Глыбы (шары) перидотита среди мелко-дресвянистого. Белые прожилки - магнезит. Обн. 550



Фиг. 60. Геохимическая диаграмма. На сунгулитовый профиль выветривания перидотитов наложены окремнение и кальцитизация

- 1 - Al₂O₃; 2 - Fe₂O₃;
 3 - FeO; 4 - R₂O;
 5 - п. п. п.; 6 - CO₂;
 7 - CaO; 8 - MgO;
 9 - SiO₂

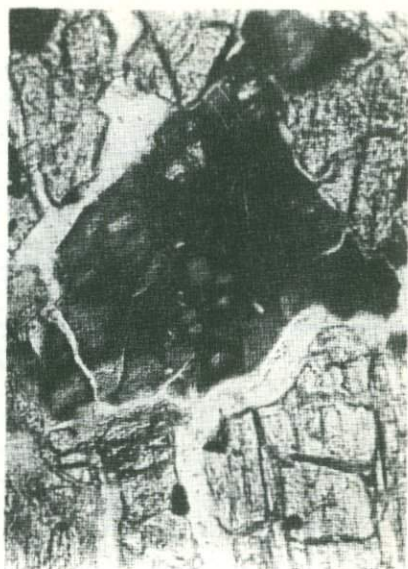
Примерно одинаковой с магнезием интенсивностью выноса обладает кремнезем, его содержание уменьшается в выветрелых породах с 1,23-1,29 до 0,52-0,72 г/см³. Вынесенный кремнезем образует в средних частях коры выветривания инфильтрационные кремнистые прожилки, а также синтезируется с магнезием, образуя сунгулит. В коре выветривания гипербазитов, на участке Борсойский Тажеран, кроме того, окремнена верхняя часть разреза (табл. 17, обр. 52-15а); это окремнение носит характер разложения или замещения силикатных минералов и является процессом наложенным, более поздним. По-видимому, оно осуществлялось с небольшим привносом кремнезема (содержание его увеличивается с 0,52 до 0,63 г/см³). Этот процесс сопровождался почти полным выносом магнезии (содержание его падает с 0,42 до 0,05 г/см³). Иной, инфильтрационный, характер носила наложенная карбонатизация в этом разрезе: содержание СаО и СО₂ увеличивается снизу вверх по разрезу с 1 до 60%, причем процесс шел с привносом компонентов (фиг. 60).

Закисное железо, входящее в состав слюд, оливина и магнетита, в коре выветривания окисляется; при этом наблюдается вынос железа из породы. Глинозем в породах содержится в незначительном количестве (2,41-4,64%), при выветривании он выносится. Невыветрелые гипербазиты также характеризуются низким содержанием щелочей (обр. 52-2-0,90%, обр. 550-1 - 0,82%); при выветривании они выносятся. Содержание типоморфных для этих пород элементов - никеля, кобальта и хрома - находится в пределах кларковых для этих пород. Содержание никеля в породах 0,0п+ - 0,п-, кобальта 0,00п - 0,0п, хрома - 0,0п - 0,п-. При выветривании пород заметных изменений в содержании этих элементов не наблюдается.

Необходимо отметить, что в гипербазитах разных массивов эти элементы содержатся в различных количествах. Так, в береговых обнажениях о-ва Ольхон, на мысе Хужиртуй и южнее его содержание никеля составляет 0,07-0,08%, в выветрелых породах оно увеличивается незначительно, до 0,10-0,13%. В разрезе по скв. 52 на участке Борсойский Тажеран содержание никеля значительно выше, чем в ольхонских разрезах, невыветрелые породы содержат его 0,39% (табл. 17, обр. 52-2); однако вверх по разрезу его количество в породе уменьшается, это связано с привносом карбонатного материала. Гипербазиты с мыса Шида содержат 0,32% никеля, в гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоне он накапливается до 0,35%, а в зоне гидролиза - 0,42%. Во флогопитах, вермикулитах и сунгулитах никель содержится в количестве 0,01-0,03%; только окрашенные в зеленый цвет сунгулиты содержат его 0,1%. Повышенное содержание никеля и кобальта (при повышенном содержании марганца) обычно наблюдается в опаловых прожилках (0,2%), а в марганцевых рудах из инфильтрационных прожилков содержание и никеля и кобальта достигает 1%.

При переходе из зоны дезинтеграции к гидрослюдисто-монтмориллонитовой рыхлая, сыпучая, дезинтегрированная порода очень быстро вверх по разрезу приобретает бурую и желто-бурю окраску за счет обохрирования в ней оливина. Оливин по краям зерен и трещинкам замещается бурыми гидроокислами железа и глинистыми минералами (фиг. 61), внутри оливиновых петель минерал сохраняется неизменным со всеми характерными для него константами. Продукты выветривания оливина не мономинеральны и имеют сложный состав. А.П. Афанасьев (1966) определил в них сапонит, гидрохлорит и сунгулит. По И.И. Гинзбургу и И.А. Рукавишниковой (1951), оливин при выветривании переходит в серпентин, затем в белый криптокристаллический глинистый минерал и в нонтронит.

Нам также не удалось однозначно расшифровать образующуюся смесь минералов. Кроме остатков оливина, магнетита и гидроокислов железа (табл. 18, обр. 550-3), судя по отражению от 060, присутствуют еще два-три минерала. Вначале это бурая, почти неполяризуемая масса (фиг. 62, обр. 550-5). При дальнейшем выветривании она осветляется, становится виден глинистый минерал, замещающий оливин (фиг. 63, обр. 315-5); в шлифе без анализатора он имеет яркий зеленый цвет, криптокристаллическое сложение; двупреломление высокое, относится к минералам монтмориллонитовой группы. При этом происходит большой вынос вещества, внутри кристалла развиваются поры, глинистый минерал образует ступчатые скопления мелких агрегатов. В еще более выветрелых породах, преимущественно в центральных частях оливиновых петель, зеленый минерал монтмориллонитовой группы обесцвечивается, становится бледно-зеленым, а затем бесцветным; соответственно понижается интерференционная окраска с ярких цветов второго порядка до серых первого порядка. Этот минерал либо криптокристаллический либо имеет чешуйчатое или волокнистое строение (фиг. 64). Такие же продукты выветривания образуются по пироксенам, но они начинают выветриваться значительно позже оливина. В смеси образовавшихся бурых продуктов выветривания оливина и пироксенов на порошкограммах и термограммах отчетливо выявляется только нонтронит с размерами элементарной ячейки $a = 5,22-5,23 \text{ к\AA}$ и $b = 9,04-9,06 \text{ к\AA}$. Первое базальное отражение при насыщении глицерином увеличивается до $17,3 \text{ к\AA}$. Наиболее выветрелые образцы (табл. 18, обр. 315-5-1 и 550-5а) характеризуются небольшим числом линий, все из которых являются нонтронитовыми. В менее выветрелых образцах состав продуктов выветривания более сложный; кроме оливина, магнетита и гидроокислов железа отчетливыми являются рефлексы нонтронита; остальные минералы смеси не установлены. На кривых нагревания бурых продуктов выветривания оливина и пироксенов видны монтмориллонитовые эффекты (фиг. 65, обр. 315-5)



Фиг. 61. Начальный этап выветривания оливина; обр. 550-3; увел. 70; николи ×

Фиг. 62. Замещение оливина гидроксидами железа и глинистыми минералами; обр. 550-5; увел. 70; николи ||



Фиг. 63. Образование монтмориллонита по оливиному; обр. 315-5; увел. 70; николи ×

Фиг. 64. Образование по оливиному белого чешуйчатого минерала; обр. 52-7в; увел. 150; николи ×

Порошковые рентгенограммы бурых продуктов выветривания
оливина и пироксенов

Оливин (Михеев, 1957, табл. 750)		О-в Ольхон, обр. 550-3		О-в Ольхон, обр. 550-5а		О-в Ольхон, обр. 315-5-1		Нонтронит (Михеев, 1957, табл. 890а)	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
-	-	10	14,57	10	14,96	10	14,57	10	15,6
-	-	4	7,21	-	-	-	-	-	-
-	-	2	5,09	2	4,98	3	4,98	-	-
-	-	7	4,56	8	4,52	8	4,50	10	4,55
1	(4,39)	7	4,20	-	-	-	-	-	-
4	3,95	3	3,91	-	-	-	-	-	-
2	3,79	2	3,74	-	-	-	-	-	-
3	3,53	3	3,57	-	-	-	-	-	-
2	(3,08)	3	3,10	-	-	-	-	2	3,11
2	3,02	-	-	1	3,02	2	3,05	2	2,98
7	2,792	7	2,79	-	-	-	-	-	-
3	(2,734)	4	2,72	3	2,73	-	-	8	2,62
7	2,516	10	2,53	7ш	2,50	7ш	2,50	8	2,56
8	2,466	10	2,45	7	2,45	-	-	-	-
3	2,356	-	-	-	-	-	-	-	-
8	2,261	7	2,27	3	2,27	2	2,26	-	-
5	2,162	4	2,16	1	2,18	-	-	-	-
2	2,044	2	2,10	-	-	-	-	-	-
5	(1,930)	2	1,937	-	-	-	-	-	-
2	1,878	2	1,888	-	-	-	-	-	-
2	1,806	2	1,812	-	-	-	-	-	-
10	1,744	8	1,759	2	1,754	-	-	-	-
-	-	3	1,720	1	1,709	5	1,709	4	1,716
3	1,667	4	1,677	2	1,671	5	1,657	4	1,668
5	1,663	4	1,651	-	-	-	-	-	-
2	1,617	4	1,618	-	-	-	-	-	-
3	1,569	2	1,579	-	-	-	-	-	-
1	1,535	7	1,522	-	-	-	-	-	-
-	-	7	1,506	8	1,509	9	1,506	10	1,519
6	1,495	7	1,490	-	-	-	-	-	-
8	1,478	4	1,440	-	-	-	-	-	-
2	(1,431)	5	1,406	-	-	-	-	-	-
8	1,393	-	-	-	-	-	-	-	-
7	1,349	6	1,359	2	1,351	-	-	-	-
6	1,314	5	1,323	-	-	-	-	4	1,316
3	1,295	-	-	3ш	1,297	6	1,295	4	1,300
1	(1,253)	-	-	2	1,257	4	1,257	4	1,266

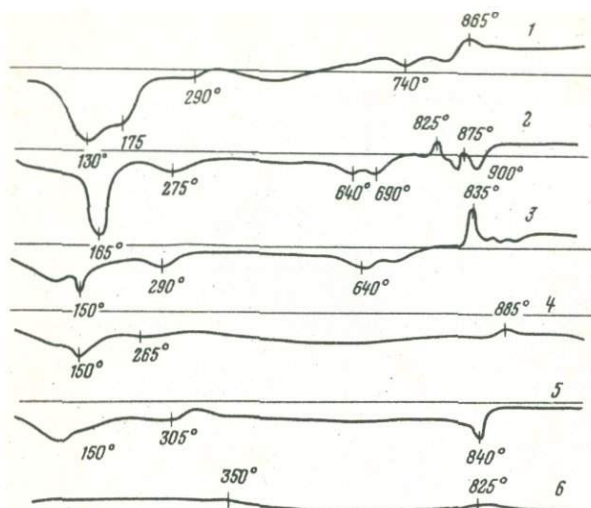
Таблица 18 (окончание)

Оливин (Михеев, 1957, табл. 750)		О-в Ольхон, обр. 550-3		О-в Ольхон, обр. 550-5а		О-в Ольхон, обр. 315-5-1		Нонтронит (Михеев, 1957, табл. 890а)	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
3	1,188	3	1,192	-	-	-	-	4	1,246
3	1,168	2	1,170	-	-	-	-	-	-
4	1,138	1	1,139	-	-	-	-	-	-
-	-	2	1,131	-	-	-	-	-	-
2	(1,124)	2	1,120	-	-	-	-	-	-
1	(1,116)	3	1,103	-	-	-	-	-	-
4	1,099	2	1,093	-	-	-	-	-	-
2	1,079	3	1,078	-	-	-	-	-	-
3	1,064	1	1,069	-	-	-	-	-	-
-	-	3	1,049	-	-	-	-	-	-
10	1,037	7	1,041	-	-	-	-	-	-
6	1,022	7	1,025	-	-	-	-	-	-
5	1,016	-	-	-	-	-	-	-	-

Продукты выветривания флогопита

В коре выветривания флогопит гидратирован. Гидрофлогопит в Прибайкалье ранее был описан И.Ф. Днепровским (Днепровский, 1963) на Слюдянском флогопитовом месторождении; гидрофлогопит здесь входит в состав выветрелых метасоматических диопсид-флогопитовых пород. Нами флогопит и продукты его выветривания обнаружены в коре выветривания гидротермально измененных перидотитов на о-ве Ольхон и в Приольхонье.

Флогопит внизу профиля выветривания переходит в гидрофлогопит, а выше по разрезу (в зоне гидролиза) замещается гипергенным серпентином лизардитового типа (сунгулитом); подобные минеральные превращения флогопита были описаны на вермикулитовых месторождениях Урала и Кольского полуострова (Петров, Токмаков, 1963; Афанасьев, 1966). На первом этапе выветривания слюды часть пакетов в гидрофлогопите образует вермикулит, остальную часть пакетов слагает не-выветрелая слюда. При этом наблюдаются как смешаннослойные флогопит-вермикулитовые образования с базальным межплоскостным расстоянием около 26 \AA (табл. 19, обр. 552-3), так и замещение флогопита вермикулитом в виде более крупных пачек, дающих на рентгенограммах две фазы: вермикулитовую и слюдистую (14 и 10 \AA). Эти две группы (26 и 14 \AA) гидрофлогопитов мы находим в классификации промышленных вермикулитов Мидгли (Х.Дж. и С.М. Мидгли, 1962). Необходимо отметить, что вермикулитами в промышленности называют все гидрати-



Фиг. 65. Кривые нагревания выветрелых перидотитов

1 - обр. 315-5;
 2 - обр. 550-7а;
 3 - обр. 550-7; 4 - обр. 550-5; 5 - обр. 550-36; 6 - обр. 550-1; обр. 550-1 - невыветрелый перидотит; обр. 550-36, 550-5, 550-7, 315-5 - выветрелые перидотиты; обр. 550-7а - выветрелый флогопит

рованные слюды, обладающие определенными свойствами (хорошей вспучиваемостью, низким объемным весом после прокаливания и т.д.). Вермикулиты отличаются от невыветрелых флогопитов резким уменьшением количества щелочей и пропорциональным увеличением содержания воды, которое в них бывает очень высоким. Содержание кремния, алюминия и магния практически остается постоянным; закисное железо окисляется.

Гидрофлогопиты представлены золотисто-желтыми и светло-желтыми прозрачными неупругими пластинами, плеохроизм от зеленовато-желтого по Ng до бледно-желтого по Nr. Двупреломление отдельных пачек меняется от 0,035-0,027 до 0,023-0,020; в широких пределах изменяются и показатели преломления.

Рентгеновские исследования гидрофлогопита (обр. 552-3) О.В. Кузьминой (ИГЕМ АН СССР) показывают, что он идентичен с гидробиотитом, описанным Ю.С. Дьяконовым (1962). Серия рефлексов 001 для этого образца не является целочисленной, и можно предположить, что этот минерал представляет собой частично упорядоченное переслаивание слоев различного типа. На рентгенограмме исходного образца (табл. 19, обр. 552-3) присутствует широкий размытый рефлекс в области 25-27 кX. Базальное отражение в 11,7 кX после прокаливания при 700° смещается до 10 кX. При насыщении глицерином наблюдается незначительное набухание по 001. Рассчитанный структурный фактор и построенная кривая распределения слоев свидетельствуют о том, что это смешаннослойный неупорядоченный вермикулит-флогопит.

Гидрофлогопит из нижней части профиля выветривания содержит 4-5% щелочей и 1-2% низкотемпературной воды (табл. 20, обр. 552-3); внешне он почти не отличается от невыветрелой слюды. Кривая потерь в весе (фиг. 66, обр. 552-3) фиксирует межпачетную воду в количестве 7%; на кривой нагревания имеется четкий эндотермический эффект при 150° и серия слабых размытых эффектов при 500-900°.

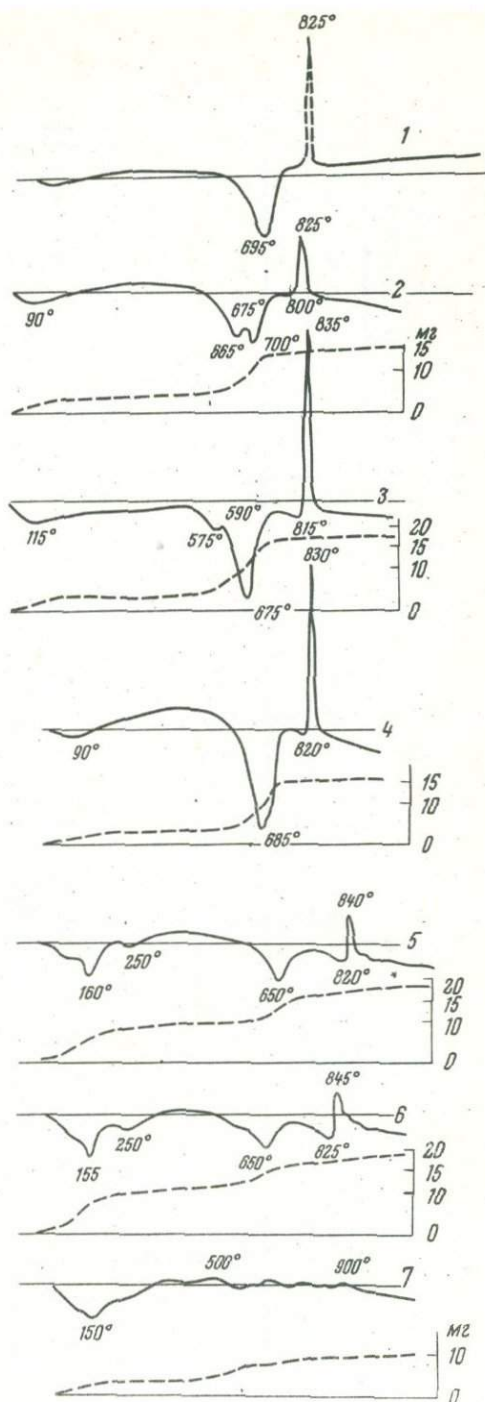
Фиг. 66. Кривые нагревания и кривые потерь в весе при прокаливании для продуктов выветривания слюд

1 - обр. 0IV; 2 - обр. 552-7; 3 - обр. 552-6-2; 4 - обр. 552-6-1; 5 - обр. 552-5; 6 - обр. 552-4; 7 - обр. 552-3

Окисное железо (8,71%) значительно преобладает над закисным (2,99%, табл. 20).

При дальнейшем выветривании, когда невыветрелые пакеты замещаются вермикулитом, ранее образованный вермикулит переходит в новую стадию - сунгулит - и опять образуется минерал, в котором часть пакетов представлена вермикулитом, а часть - сунгулитом, поэтому минералов чистого вермикулита наблюдать не удастся: это смесь либо вермикулита с флогопитом, либо вермикулита с сунгулитом.

Вермикулит-сунгулитовые образования окрашены в золотисто-желтый и светло-серый цвет. В шлифе видны более аморфизованные однородные кристаллы, не расщепленные по спайности, как в гидрофлогопите, который состоит как бы из отдельных волокон; только иногда видны трещины спайности. Резко меняется и форма кристаллов. Если в гидрофлогопите чешуйки имеют прямое положение и только немного изгибаются по сравнению с флогопитовыми, то в вермикулит-сунгулитовых образованиях сростки червеобразно, веерообразно, иногда вплоть до сферолитов



Рентгенограммы выветрелого флогопита из коры выветривания перидотитов
(обн. 552, мыс Шида, флогопит из контактово-реакционных оторочек)

Обр. 552-3		Обр. 552-4		Обр. 552-5		Обр. 552-6		Обр. 552-7	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
5 расш.	2,5-27	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	10 кольцо	14,2	7 расш.	14,2	-	-	-	-
10 расш.	11,76	-	-	-	-	-	-	-	-
4 расш.	8,26	8	7,23	10 расш.	7,20	10 расш.	7,20	10 расш.	7,35
<1	5,33	1	4,97	3	5,02	3	5,04	2	5,04
3 расш.	4,87	2	4,79	-	-	-	-	-	-
4ш	4,56	7	4,56	6	4,45	7	4,56	5	4,62
3	3,81	2ш, дв.	3,96	4	3,96	5	3,96	2	3,96
9 расш.	3,46	9	3,59	9 расш.	3,60	10 расш.	3,60	9 расш.	3,60
-	-	2	3,19	-	-	-	-	-	-
5ш.	3,07	2	3,63	-	-	-	-	-	-
4	2,896	5	2,89	2	2,86	-	-	-	-
-	-	6д	2,75	3	2,75	6	2,75	4	2,75
8	2,634	3	2,65	2	2,65	2	2,65	2	2,65
-	-	6	2,49	10	2,49	10	2,488	8	2,49
8	2,40	6	2,39	1р	2,39	1	2,438	-	-
2ш, дв.	2,254	1	2,32	-	-	2	2,359	-	-
2	2,186	4	2,15	5ш	2,14	8	2,139	4ш	2,15
1р	2,09	4	2,10	-	-	-	-	-	-
7	2,033	2	2,02	-	-	-	-	-	-
1ш	1,963	1	1,941	-	-	1	1,972	-	-
2ш	1,847	-	-	2	1,818	2	1,824	1	1,824
-	-	-	-	2ш	1,780	4ш	1,736	2ш	1,790
1	1,736	1р	1,736	1	1,736	2	1,736	2	1,742
2	1,698	4ш	1,703	4	1,690	5	1,690	4	1,699
7	1,675	-	-	2	1,653	3	1,656	1	1,661
2	1,558	-	-	-	-	-	-	-	-
8	1,537	9ш	1,536	8	1,530	9	1,530	7	1,537
1	1,514	3	1,503	7	1,498	8	1,498	5	1,503
2	1,486	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	1	1,453	2ш	1,458	1	1,453
3	1,436	-	-	1	1,440	1	1,436	-	-
-	-	-	-	1	1,407	3ш	1,407	2	1,412
5	1,351	-	-	-	-	-	-	-	-
3	1,326	-	-	-	-	2	1,325	-	-
2ш, р.	1,297	-	-	4	1,304	6	1,304	4	1,309
-	-	-	-	-	-	4шр	1,277	-	-

изогнуты. Окраска в шлифе бледная, желтоватая, цвета интерференции низкие, двупреломление от 0,005 до 0,027, в редких кристаллах. Рентгеновские исследования таких образцов показали, что в них (обр. 552-4, 552-5, табл. 19) присутствуют две фазы: серпентиновая (лизардитового типа) и вермикулитовая. На рентгенограмме обр. 552-4 первое базальное отражение 14,2 после прокаливания образца при 600° в течение 2 час. смещается до 9,43 кХ, что говорит о присутствии вермикулитовой фазы; однако соотношение интенсивностей рефлексов 14,2 и 7,23 кХ не вермикулитовое, а на рентгенограмме прокаленного образца, кроме слюдяных рефлексов, присутствуют рефлексы форстерита, что указывает на присутствие в исследуемом образце серпентина. Наличие на рентгенограмме исходного образца дублета линий 1,536 и 1,503 кХ указывает на лизардитовый тип серпентина. Количество серпентинизированных пакетов еще более увеличивается в обр. 552-5; при этом на рентгенограмме снижается интенсивность первого базального отражения и возрастает интенсивность линии 7,2 кХ; после прокаливании остается рентгенограмма форстерита.

Сравнение вещественного состава частично вермикулитизированной слюды (обр. 552-3, табл. 20) с вещественным составом частично сунгулитизированной слюды (обр. 552-4) показывает почти полный вынос щелочей и значительное увеличение содержания окиси магния (с 20 до 37%) и воды (до 14%).

На кривых нагревания (фиг. 66, обр. 552-4, 552-5; фиг. 65, обр. 550-7) присутствуют как вермикулитовые эндозффекты (150, 250°), так и серпентиновые (сунгулитовые) — 650° (эндозффект) и 840° (экзоэффект).

При дальнейшем выветривании все вермикулитовые пакеты замещаются серпентиновыми.

Сунгулит детально описан В.П. Петровым и П.П. Токмаковым (1963) для массивов щелочных ультраосновных пород Урала и Кольского полуострова. Они считают его крайним членом выветривания темных слюд в коре выветривания магнезиальных пород:

флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит
по аналогии с изменением слюд в условиях выветривания кислых пород;

флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → каолинит.

В первом случае выносятся глинозем и фиксируется магний, во втором — выносятся магний, фиксируется глинозем.

В Западном Прибайкалье сунгулит встречен нами во всех описанных местонахождениях кор выветривания перидотитов. Образование слюды здесь связано с влиянием пегматитовых жил на гипербазиты.

Сунгулит образует псевдоморфозы по вермикулиту и представлен червеобразно изогнутыми сростками, состоящими из отдельных пачек; листочки в них имеют гексагональную форму. Минерал имеет белый цвет, перламутровый блеск, фарфоровидный облик. Размер сунгулитовых зерен соответствует размеру зерен флогопита, обычно он более 0,5 мм (до 1,5 мм), длина сростков до 10–15 см. В шлифе бесцветный, видны вермикулитоподобные, веерообразные, изогнутые вплоть до сферо-

Химический состав гидрофлогопитов и вермикулитов
из коры выветривания перидотитов на мысе Шида (Приольхонье) (в %)

Компонент	Обр. 552-3	Обр. 552-3а	Обр. 552-4	Обр. 552-4а
SiO ₂	34,44	35,24	34,50	39,71
TiO ₂	-	2,70	-	0,26
Al ₂ O ₃	-	15,51	-	3,32
Fe ₂ O ₃	8,71	6,22	7,50	3,49
FeO	2,99	5,07	Нет	Нет
MnO	-	0,05	-	0,04
MgO	19,64	20,59	27,54	37,05
CaO	-	0,69	-	0,63
Na ₂ O	0,17	0,12	0,32	0,01
K ₂ O	4,26	4,33	0,15	0,04
H ₂ O	2,24	1,58	6,60	1,97
H ₂ O	6,93	7,51	11,53	12,18
CO ₂	-	Нет	-	0,84
Сумма	-	99,61	-	99,59

Аналитики: В.В. Кухарчик и Л.С. Цимлянская (ИГЕМ АН СССР).

литов формы, подобные каолинитовым (фиг. 67). Показатели преломления сунгулита: $N_g = N_m = 1,546-1,548$; $N_p = 1,539-1,540$; двупреломление $0,005-0,006$. По светопреломлению отличается как от каолинита, так и от минералов серпентиновой группы.

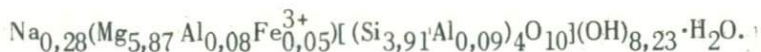
Кривые нагревания сунгулита близки к серпентиновым и имеют два эндотермических эффекта: слабый при $65-90^\circ$ и глубокий около 700° , и экзотермический пик около 830° (см. фиг. 66). Если в вермикулит-сунгулитовых образованиях, как было отмечено выше, наряду с появившимися серпентиновыми эффектами сохраняются вермикулитовые, то в полностью сунгулитизированной слюде (см. фиг. 66, обр. 552-6-1, 552-6-2, 552-7) вермикулитовые эффекты почти полностью исчезают, а серпентиновые становятся очень глубокими и четкими. На фиг. 66 (обр. 0IV) для сравнения приведена кривая нагревания уральского сунгулита из коллекции К.Г. Бородиной. Как видно из сравнения, кривая уральского сунгулита совершенно идентична кривым байкальских сунгулитов (обр. 552-6-1, 552-6-2), одинаков характер кривых и эф-



Фиг. 67. Сунгулит; обр. 115-6; увел. 70; николи \times

факты (эндоэффект при температуре около 700° и экзоэффект при температуре около 830°).

При полной сунгулитизации вермикулита на порошкограмме а затем исчезают интенсивные линии вермикулита (табл. 19, 552-6, 552-7). Так, исчезает линия 14 \AA . Более резко пропадают серпентиновые линии лизардитового типа. Базальные отражения приведены в табл. 21, они близки к характерным линиям антигорита, но отличаются от них. На сунгулитовых рентгенограммах присутствует интенсивная линия $1,583-1,558$, свойственная антигортиту, сильная линия антигорита $2,59-2,52$ у сунгулита не бывает $2,50$; для сунгулита характерен дублет интенсивных линий $1,1503$, которого нет у антигорита (Афанасьев, 1966). О своей природе исследуемого минерала говорит также его поведение при термической обработке: образцы, прокаленные при 600° в течение 2 час., дают рентгенограмму форстерита. Химический состав литов из Прибайкалья приведен в табл. 22; он близок к теоретическому составу серпентина и к составам сунгулитов Урала и Колумбострова, приведенным в работах В.П.Петрова и П.П.Токмака (1963) и А.П.Афанасьева (1966). Кристаллохимическая формула, рассчитанная автором по методу И.Д. Борнеман-Старынкевича на 10 катионов, для обр. 552-6 имеет следующий вид:



При выветривании флогопита и образовании сунгулита наблюдается фиксация магния и его содержание увеличивается с 20% в гидрофлогопите до 40% и более в сунгулите при активном выносе щелочей.

Преобразование флогопита в сунгулит происходит в Прибайкалье, как и в других районах, в условиях повышенной щелочности, при выветривании пород, содержащих много магния и мало глинозема. В.А. Бассет (Бассет, 1962) экспериментально показал, что вермикулит образуется путем воздействия разбавленных растворов магния и кальция на биотит: при этом ионы калия замещаются гидратированными ионами магния или кальция. Учитывая значительный вынос магния при выветривании породы, а значит и его относительно высокое содержание в растворах в коре выветривания, можно предположить, что образование вермикулитов среди ультраосновных пород происходило именно таким путем.

Ввиду сильного и повсеместного изменения ультраосновных пород под влиянием кислых гипербазиты обогащены флогопитом. Флогопит встречается в контактово-реакционных оторочках, во вкрапленном состоянии и образует самостоятельные тела слюдитов. Так как породы являются повсеместно выветрелыми, то обычно флогопит гидратирован и представлен гидрофлогопитом. Последний обычно крупночешуйчатый (более 0,5 мм - до 15 мм) и отвечает требованиям, предъявляемым для промышленных вермикулитов. Несколько образцов гидробиотитов были нагреты в муфельной печи до $T=750^\circ$ в течение 10 мин. Замеряли объем и вес образцов до и после нагревания. Изменение объема характеризует способность гидратированной слюды к вспучиванию. Данные по вспучиванию приведены в табл. 23. Объем нагретых слюд увеличился в 2,5-5,5 раза. Объемный вес образцов вермикулитов после прокаливания равен 107-376 кг/м³. Прокаленные слюды имеют однородную

Таблица 21

Базальные отражения сунгулита

hkl	Обр. 52-10		Обр. 552-6		Обр. 552-7		Обр. 115-6	
	d	I	d	I	d	I	d	I
002	7,20	10 расш.	7,20	10 расш.	7,35	10	7,34	10
020	4,62	7	4,56	7	4,62	5	4,59	5
004	3,60	10 расш.	3,60	10	3,60	9 расш.	3,66	6
202	2,50	9	2,488	10	2,49	8	2,48	10
204	2,164	3ш	2,139	8	2,15	4ш	2,14	5
060	1,544	8	1,530	9	1,537	7	1,533	7
208	1,509	5	1,498	8	1,503	5	1,500	5
402	-	-	1,304	6	1,309	4	-	-

Таблица 22

Химический состав сунгулита (в %)

Компоненты	Обр. 52-8	Обр. 552-6	Обр. 552-6а	Обр. 115-6
SiO ₂	43,75	40,36	41,60	40,24
Al ₂ O ₃	1,33	1,50	1,20	3,12
Fe ₂ O ₃	0,23	0,67	0,64	5,99
FeO	Не опр.	Нет	Нет	3,17
MgO	41,00	40,71	41,66	33,01
CaO	Нет	Не опр.	0,27	1,03
Na ₂ O	Не опр.	1,43	0,02	0,16
K ₂ O	» »	0,07	Нет	Нет
H ₂ O ⁻	1,25	1,59	1,04	1,48
H ₂ O ⁺	12,51	12,75	12,50	11,00
CO ₂	0,17	Не опр.	0,63	Не опр.
Сумма	100,24	99,08	99,56	99,20

Аналитики: Р.С. Яшина, Л.С. Цимлянская, В.В. Кухарчик (ИГЕМ АН СССР),
Б.Э. Буковская (ЦХЛ ИГУ).

Таблица 23

Объемное вспучивание гидратированного флогопита
из коры выветривания гипербазитов

Образец	До прокаливания		После прокаливания		Вспучиваемость	Объемный вес после прокаливания, кг/м ³
	объем, см ³	вес, г	объем, см ³	вес, г		
550-10	2	2,1245	11	2,0002	5,5	182
552-3	3	1,6285	14	1,5036	4,6	107
552-4	2	0,9277	6	0,8005	3,0	133
315-15	2	2,0812	5	1,8819	2,5	376

темно-золотистую окраску. По полученным первым предварительным данным, половина образцов характеризуется высокой вспучиваемостью (более 5) и низким объемным весом (менее 133 кг/м^3), что позволяет отнести их к высококачественным вермикулитам, вторая половина образцов среднего и низкого качества – это либо хлоритизированные разности слюд, либо сунгулитизированные. Перед обжигом слюды измельчались и расщеплялись; поэтому, возможно, получены заниженные результаты по вспучиваемости, к тому же прокаливание было до 750° , а не до $1100\text{--}1200^\circ$, как обычно производится в промышленных условиях.

Вспученный вермикулит обладает многими важными свойствами: высокой теплоизоляционностью, звукопоглощением, огнестойкостью, способностью поглощать и удерживать воду, ионообменной и адсорбционной способностями, что обеспечивает ему разнообразное применение в промышленности, строительстве и сельском хозяйстве. Для Восточной Сибири вермикулит является дефицитным сырьем. Несмотря на наличие двух уникальных флогопитовых районов – Алданского и Слюдянского, содержащих и гидратированные слюды, применение вермикулита в народном хозяйстве ограничено: Алданский район находится в невыгодном экономическом положении, в связи с чем производится добыча только наиболее дефицитного крупнолистоватого флогопита. Слюдянский район находится в более выгодном экономическом положении, но запасы ограничены небольшими размерами рудного поля. В связи с этим представляет известный интерес выявление нового слюдоносного района в Центральном Прибайкалье. Для выяснения возможности промышленного использования, а также промышленной ценности выявленных проявлений вермикулитов из коры выветривания флогопитизированных ультраосновных пород необходима постановка специальных исследований. Гидратированные слюды наблюдались нами на участках развития коры выветривания перидотитов в обнажениях северо-западного берега о-ва Ольхон, в заливах Мужор и Базарская губа (Малое море), в скважинах и канавах на Тажеранских, Улан-Нурском и других участках Приольхонья. Однако необходимо иметь в виду следующее: 1) малый размер тел ультраосновных пород; 2) частую сунгулитизацию вермикулита; 3) замещение слюдистых контактово-реакционных оторочек карбонатом. В связи с этим промышленные рудопроявления вермикулита можно обнаружить при выявлении более крупных тел гипербазитов среди менее выветрелых пород. В последние годы выясняется возможность промышленного использования сунгулита как заменителя высокосортного мало-железистого талька – стеатита – при изготовлении электрокерамических изделий. При опытных лабораторных исследованиях были получены хорошие результаты (Токмаков и др., 1967).

Другим распространенным среди выветрелых гипербазитов образованием, относящимся к полезным ископаемым, является магнезит. Для нижней части коры выветривания перидотитов очень характерны жилы и прожилки белого карбоната, которые образуют в породе сетку и слагают в коре выветривания своеобразный инфильтрационный горизонт; выше него располагается подобный ему кремнистый горизонт. Карбонатный горизонт с большим количеством жилок магнезита хорошо представ-

лен в обнажениях коры выветривания на мысе Шида и на о-ве Ольхон в 2 км, к юго-западу от мыса Скала Шамапка.

Повышенное содержание никеля и кобальта (до 1%) в коре выветривания гипербазитов многих массивов отмечалось рядом исследователей (А. М. Рябых, В. А. Кузнецовым и др.); однако это единичные анализы и в основном из инфильтрационных образований в трещиноватых породах, часто совместно с марганцем. Все выявленные массивы ультраосновных пород с развитой на них корой выветривания следует изучать на возможность выявления силикатных никелевых руд.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОФИЛЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучение кор выветривания показало, что на большинстве силикатных пород в Прибайкалье в палеогене формировался каолиновый профиль выветривания; исключением являются гидротермально измененные ультраосновные породы, для которых в районе характерен сунгулитовый профиль. Выявлена зональность профилей выветривания, связанная со стадийностью изменения минералов. Снизу вверх по разрезу наблюдаются следующие зоны: 1) зона начального разложения (дезинтеграция пород, начало выщелачивания и гидратации); 2) промежуточная зона (выщелачивание и гидратация пород); 3) зона гидролиза и начального окисления. Основным породообразующим минералом на конечных стадиях разложения для большинства пород является каолинит (табл. 24); в коре выветривания кислых пород, содержащих кварц, наряду с каолинитом, сохраняются остаточные зерна кварца; материнские породы, содержащие в значительном количестве биотит, кроме каолинита, в продуктах выветривания обогащаются гидроокислами железа. Среди каолиновых продуктов выветривания базальтов в Тункинской впадине (Волколаков, Хлыстов, 1967) выявлен также гиббсит; нами предполагается его присутствие в небольших количествах в корах выветривания биотитовых гнейсов Озерского участка (скв. 12), в коре выветривания амфиболитов в заливе Уларья губа на о-ве Ольхон и в коре выветривания песчаников на Ангаро-Ленском междуречье. В настоящее время гиббситоносная кора выветривания установлена на кембрийских осадочных породах Ангаро-Ленского передового прогиба (Домбровская и др., 1973).

В каолиновых профилях выветривания каолинит образуется по различным исходным породообразующим минералам: полевым шпатам, амфиболом, пироксенам, слодам (табл. 24). Кислые плагиоклазы замещаются каолинитом через гидрослюдистую стадию, а калиевые полевые шпаты — непосредственно, без стадийных минералов. Амфиболиты (роговая обманка) в некоторых случаях (в коре выветривания основных пород) переходят в средних частях разреза в гидрохлориты, а в других — в монтмориллонит. Через монтмориллонитовую стадию проходит выветривание и пироксенов, замещающихся в коре выветривания пироксенитов каолинитом. Промежуточным минералом выветривания слюд являются гидрослюды, переходящие вверх коры выветривания в каолинит.

Исключение составляют, как было отмечено, коры выветривания на гидротермальноизмененных ультраосновных породах, образующие сунгулитовый профиль выветривания мощностью до 80 м. Сунгулит образуется на тех же стадиях выветривания, что и каолинит, и через те же стадийные минералы (гидрослюды, монтмориллонит), поэтому имеет формы выделения, подобные каолинитовым. Двупреломление низкое; в шлифах эти минералы различаются по показателям преломления, более высоким у каолинита. Если каолинит представляет собою водный силикат глинозема, то сунгулит — это водный силикат магния. По темным цветным слюдам (флогопитам) он, как и каолинит, образует псевдоморфозы; замещение в том и другом случае идет через вермикулитовую стадию. Ромбические пироксены замещаются мелкочешуйчатым сунгулитом через монтмориллонитовую стадию. Эти же минералы в коре выветривания пироксенитов также через монтмориллонитовую стадию замещаются каолинитом (фиг. 26). Замещается сунгулитом через монтмориллонитовую стадию и оливин в коре выветривания гидротермально измененных гипербазитов. Стадийность изменения исходных минералов дает возможность выделить в профиле выветривания минеральные зоны по преобладающему минералу. Внизу разреза гидротермальноизмененных перидотитов отчетливо выделяется зона начального разложения (дезинтеграции), выше гидрослюдистая (или гидрослюдисто-монтмориллонитовая в зависимости от количественного содержания флогопита в исходной породе) и сунгулитовая.

Детальные петрографические исследования показали, что в верхних зонах кор выветривания на различных породах сохраняются текстурно-структурные особенности исходной породы, что говорит о сохранности первичного объема породы. Это позволило провести сравнение поведения различных элементов по профилям выветривания с учетом объемных весов. Объемные веса изменяются от 3,20–2,50 г/см³ в исходных породах до 1,4–1,1 г/см³ в верхних зонах выветривания при увеличении пористости от нескольких процентов до 50% (табл. 25). Эти данные говорят о значительном выносе вещества при выветривании. Наиболее значительный вынос наблюдается в коре выветривания пород основного состава — амфиболитов и пироксенитов, где выносятся более 55–57% вещества исходной породы.

Остановимся на поведении отдельных порообразующих окислов в корях выветривания.

Поведение кремнезема. В коре выветривания различных пород кремнезем испытывает интенсивный вынос (табл. 26). Наиболее значительным он является в коре выветривания биотитовых гнейсов (79%), амфиболитов (69%) и пироксенитов (65%). Необходимо учесть еще, что данные по выносу кремнезема занижены из-за некоторого привноса его при наложении нонtronитизации в средних частях разреза кор выветривания амфиболовых гнейсов, амфиболитов и пироксенитов. Имеется привнос кремнезема и в кору выветривания перидотитов при наложенном более позднем окремнении.

Поведение глинозема. Глинозем в коре выветривания мигрирует слабо; наиболее сильный вынос его отмечается в коре выветрива-

Таблица 25

Изменение объемного веса и пористости

Зона	Песчаник		Пегматит		Биотитовый гнейс	
	пористость, %	об. вес, г/см ³	пористость, %	об. вес, г/см ³	пористость, %	об. вес, г/см ³
Гидролиза	37	1,64-1,63	36-41	1,66-1,55	52	1,43
Выщелачивания	32-36	1,78-1,68	10-29	1,87	28	1,62
Начального разложения	25-30	1,98-1,85	3-11	2,55-2,34	-	-
Исходная порода	7-25	2,38-1,97	2-4	2,59	1-6	2,80-2,60

пород при выветривании

Амфиболит		Пироксенит		Перидотит	
пористость, %	об. вес, г/см ³	пористость, %	об. вес, г/см ³	пористость, %	об. вес, г/см ³
43-55	1,42-1,23	44	1,49-1,42	45	1,62-1,39
30-34	1,86-1,70	-	-	33-40	1,85-1,69
-	-	-	-	21-24	2,45-2,30
1-6	2,80-2,60	2-7	3,20-2,84	7	3,10-3,06

Поведение (вынос -, привнос +) главных породообразующих

Окислы	Песчаник		Пегматит		Биотитовый гнейс	
	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%
SiO ₂	-350	-24	-719	-39	-1488	-79
Al ₂ O ₃	+27	+9	-32	-9	-128	-28
Fe ₂ O ₃	+26	-100	-9	-47	+365	+1000
FeO	-29	-100	Нет	-	-53	-100
MgO	-20	-100	-19	-75	-27	-77
CaO	-20	-100	-19	-91	-105	-93
Na ₂ O	-53	-96	-24	-89	-42	-91
K ₂ O	-40	-56	<u>-201</u>	-81	<u>-119</u>	-98

окислов в коре выветривания различных пород

Таблица 26

Амфиболит		Пироксенит		Перидотит	
мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%
-947	-69	-886	-65	-657	-51
-170	-32	+44	+19	-49	-66
+150	+200	+15	+300	+73	+250
-190	-100	-12	-100	-338	-100
-220	-99	-445	-94	<u>-1169</u>	-95
<u>-289</u>	-100	<u>-726</u>	-96	-15	-15(?)
-87	-97	-9	-64	-5	-25(?)
-14	-93	-7	-70	-21	-87

ния ультраосновных пород (66%). В наиболее разложенных пироксенитах наблюдается небольшой привнос глинозема (19%) (табл. 26).

Поведение железа. В корках выветривания всех пород закисные формы железа исчезают, а окисные испытывают многократное увеличение, особенно большое в корках выветривания пород основного состава. Обычно наблюдается перераспределение гидроокислов железа; на одних участках их сравнительно немного, другие сильно обогащены ими.

Поведение магния. В корках выветривания всех пород магний испытывает вынос (табл. 26). Наиболее интенсивный вынос — в породах основного состава (94–99%), наибольшее количество магния выносится из пород ультраосновного состава. В верхней зоне остается еще значительное количество магния, входящего в состав сунгулита. При разложении сунгулита и окремнении породы (в окремненных профилях) наблюдается почти полный вынос магния (см. табл. 17).

Поведение щелочей. Натрий и калий почти полностью выносятся при выветривании всех пород; наиболее значительное количество натрия в подземные воды поступает из амфиболсодержащих пород, а калия — из кислых микроклинсодержащих пород (пегматитов и биотитовых гнейсов).

Наибольшее количество щелочей и щелочных земель выносятся при выветривании пироксенитов и перидотитов (более 1200 мг/см^3), а также амфиболитов ($500\text{--}600 \text{ мг/см}^3$); причем среди вынесенных продуктов в перидотитах резко преобладает магний, а в пироксенитах и амфиболитах — кальций; преобладающим щелочным элементом в продуктах выноса биотитовых гнейсов и пегматитов является калий. Наиболее полно выносятся из коры выветривания щелочи; щелочные земли и кремнезем частично задерживаются в нижних зонах, где наряду с выщелачиванием имеет место цементация, однако первый процесс преобладает, вследствие чего мы наблюдаем постепенное уменьшение объемного веса и увеличение пористости снизу вверх по разрезу. В зоне цементации наблюдается образование карбонатных (кальцит, магнезит) и кремнистых (опал) прожилков, синтезирование силикатов магния и железа (сунгулит, нонтронит, хлоропал), образование вермикулитов путем обмена катионов на кальций или магний, а также накопление инфильтрационных марганцевых и фосфатных руд. Инфильтрационные образования являются различными для пород разного состава.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магнезиты

Как было отмечено при описании отдельных обнажений, в коре выветривания гипербазитов широко распространены карбонатные и кремнистые прожилки. По преобладанию прожилков кремнистого или карбонатного состава выделяют два горизонта; нижний — карбонатный и верхний — кремнистый. Карбонатный горизонт с большим количеством жилкок магнезита хорошо представлен в обн. 552 (мыс Шида). В обн. 550

наблюдается переход от карбонатного горизонта к кремнистому. Верхняя часть карбонатного горизонта и кремнистый горизонт хорошо представлены в обн. 315 (залив Мал. Хужирский). Магнетитовые жилы бывают выполнения и замещения. Жилы выполнения маломощны (несколько сантиметров). Магнетит фарфоровидный, кристоллалический, молочно-белого цвета, существенная примесь других минералов отсутствует (кальций содержится в незначительном количестве — 0,1 %, кремнезем — несколько десятых долей %, железо — в сотых, а алюминий в тысячных долях %). На кривых нагревания минерала имеется глубокий эндоеффект при 660°, а потери в весе при прокаливании составляют 50,3 %, что почти соответствует теоретическому содержанию CO₂ в магнетите. Показатель преломления N₀ около 1,700. Магнетитовые жилы замещения развиты преимущественно по контактово-реакционным оторочкам возле секущих гипербазиты пегматитовых жил. В этом случае мощность прожилков магнетита равна мощности контактово-реакционных оторочек, она бывает до 60–80 см, а в узлах пересечения прожилков и более. В жилах замещения в магнетите имеется примесь тремолита и в разной степени гидратированных слюд; окраска магнетита становится серой и голубовато-серой, в зависимости от примесей; в результатах химических анализов появляются значительные содержания кремнезема и других элементов, а содержание окиси магния снижается с 40–45 до 20 %, качество магнетита ухудшается.

Опалы

Кремнистые прожилки представлены преимущественно опалом. Мощность прожилков несколько сантиметров (5–7), они преимущественно серого или черного цвета. Окраска обусловлена тонкораспыленным марганцем, образующим дендритоподобные сростки, видимые макроскопически и в шлифах. Спектральный анализ показывает содержание марганца в опале 1–3 %. На рентгенограмме также видны линии, обусловленные примесью марганцевого минерала (9,72, 4,77, 2,78 Å); остальные линии принадлежат главным образом кристобалиту. Кроме марганца, опал имеет повышенное содержание кобальта и никеля (по 0,2 %), которые, очевидно, находятся в смеси с марганцевым минералом.

Опал плотный, хрупкий, с раковинным изломом. В шлифе большая часть опала изотропна или слабо анизотропна, имеется большое количество пор, вокруг пор и по трещинкам кремнезем более раскристаллизованный волокнистый, спутанно-волокнистый, перистый и колломорфный. Участками имеется примесь скрытокристаллического карбоната и тонкораспыленного глинистого минерала. Опал более поздний, чем магнетит, замещает его и располагается выше по разрезу.

В обнажении 315 на мысе Хужиртуй кроме магнетитовых и опаловых прожилков, имеются более мощные (до 20–25 см) кремнистые прожилки, представленные необычной минеральной формой кремнезема. Минерал имеет песчанистый, сахаристый облик; белый цвет. Ограничения жил неровные, имеют желваковый вид. Образования очень легкие, пористые. Под микроскопом видны червеобразноизогнутые и пластинча-

тые сростки розовато-серого цвета с большим количеством пустот между ними, пористость составляет 40,76 % при уд. весе 2,114 и об. весе 1,25. $N_o = 1,443$, слабо анизотропный ($N_o - N_e = 0,003$), тонковолокнистый, часто волокна имеют разное двупреломление, спайность слоноподобная. Удлинение волокон положительное, погасание прямое. Минерал состоит на 90 % из кремнезема, 4,5 % составляют потери при прокаливании, остальное приходится на примеси, из которых преобладают окисное железо (1,56 %) и окись магния (1,88 %). Содержания микроэлементов низкие. Порошковая рентгенограмма минерала подобна кристобалиту и вышеописанному (обр. 315-8а) опалу; интенсивные линии: 4,08; 2,50; 1,441; 1,191 кХ. По-видимому, кремнезем замещает какой-то более ранний жильный минерал, реликтов которого не сохранилось, возможно, волокнистый брусит.

Нонтрониты

При выветривании пород основного состава (пироксениты, амфиболиты, амфиболовые гнейсы) в нижних и средних частях разреза в щелочной обстановке, обусловленной высоким содержанием в растворе кальция и магния, происходит синтез железа и кремнезема с образованием нонтронита. Нонтронит яркой фиштакково-зеленой окраски исключительно широко развит в выветрелых породах этого района, нонтронитизированные породы видны далеко от обнажений. Нонтронит был встречен на всей территории исследуемого района, в обнажениях, шурфах, канавах, колонковых скважинах и на различной глубине от поверхности (до 70 м на Озерском участке, скв. 13).

Прямым указанием на инфильтрационное происхождение нонтронита является распространенная форма залегания его в виде жил и гнезд. Такие жилы и гнезда нонтронита часто встречаются по крутопадающим плоскостям сланцеватости различных выветрелых метаморфических пород (гнейсов различного состава, кварцитов, амфиболитов). Мощность прожилков нонтронита достигает нескольких сантиметров (2-3 см). Менее мощные прожилки (несколько миллиметров) встречаются в коре выветривания изверженных пород (гранитов, пегматитов и т.д.), контактирующих и породами основного состава.

Как и другие инфильтрационные образования нонтронит не только встречается в форме прожилков, но часто метасоматически замещает выветрелую породу.

В случае замещения нонтронитом выветрелых пород (т.н. 540, 307) на участках неполного проявления процесса видно отложение нонтронита в виде сетки отдельных прожилков по трещинам спайности реликтовых минералов и между зернами. Внутри сетки сохраняются реликты первичных минералов породы и развитые по ним минералы выветривания: каолинит, гидрослюда и гидрхлорит. На участках сильного проявления процесса нонтронит почти полностью метасоматически замещают названные минералы, но всегда в шлифах при значительном увеличении среди нонтронита можно разглядеть реликты каолинизированных участков породы; минералы выветривания часто секутся нонтронитовыми прожил-

Химический состав инфильтрационных нонтронитов (в %)

Компоненты	Обр. 316-3	Обр. 305-4а	Обр. 303-8
SiO ₂	41,32	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	0,03		
Al ₂ O ₃	9,42	8,15	9,98
Fe ₂ O ₃	25,11	24,82	23,22
FeO	0,34	Не опр.	Не опр.
MnO	Сл.	"	"
MgO	1,51	4,66	1,82
CaO	2,25	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	0,39	"	"
K ₂ O	0,11	"	"
H ₂ O ⁻	12,00	"	"
H ₂ O ⁺	7,00	"	"
	7,00	"	"
Сумма...	99,48	-	-

ками. Инфильтрационный нонтронит М.Ф. Соколовой и Ю.П. Казанским (1965) описан из трещин реликтовой сланцеватости среди выветрелых кварцево-слюдистых сланцев на острове Ольхон. Эти авторы указывают, что жилки нонтронита рассекают не только реликтовые текстуры сланца, но и новообразования элювия, в связи с чем они высказывают предположение о более молодом возрасте нонтронита и связывают образование его с наложенной стадией более позднего выветривания. Однако с этим выводом нельзя согласиться. Так как компоненты для образования инфильтрационного нонтронита поступали из вышележащих верхних

зон коры выветривания, в настоящее время в большинстве случаев не сохранившихся, то естественно прожилки нонтронита пересекают и возникшие в нижних зонах минералы выветривания. Эти минералы и инфильтрационный нонтронит являются производными одной и той же коры выветривания.

Нами также наблюдались многочисленные примеры прожилкового синтезированного нонтронита в коре выветривания различных пород. По плоскостям сланцеватости нонтронит повсеместно распространен среди выветрелых кварцитов на участке Кутул в Приольхонье и в заливе Хонхойская губа на острове Ольхон, а также среди выветрелых скарноидов и кальцифиров на многих участках Приольхонья. Кроме отложения нонтронита по плоскостям сланцеватости в виде согласных и, редко, секущих прожилков, он известен в зонах тектонического дробления, как цемент тектонических брекчий.

В зонах нарушения нонтронит часто встречается совместно с гидроокислами марганца, охрами и кремнеземом. С кремнеземом он образует так называемые хлор-опалы — плотные твердые породы ярко зеленого цвета, которые очень широко распространены в Прибайкалье.

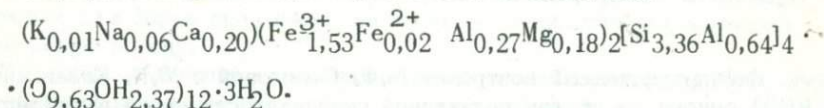
Нонтронит макроскопически имеет яркий фишашково-зеленый цвет, что обуславливает общую окраску породы; в шлифе цвет бурый со слабым плеохроизмом в бурых тонах. Формы выделения натечные, наблюдаются ветвистые образования и сетка из нонтронитовых прожилков, описываемый минерал располагается также по стенкам пор и выполняет некоторые из них, в порах он наиболее раскристаллизован и образует сферокристаллы, псевдокубические кристаллы и т.д., которые часто располагаются цепочкой.

Показатели преломления определить трудно из-за примеси к нонтрониту минералов выветривания. Сделанные определения находятся в интервале 1,552—1,566; $n_g - n_p = 0,015 - 0,020$.

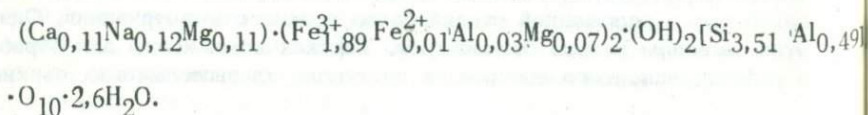
При определении методом органических красителей окрашенная метиленовым голубым в фишашковый цвет суспензия с добавлением хлористого калия меняет окраску на яркую голубовато-зеленую, что говорит о принадлежности глинистого минерала к монтмориллонитовой группе.

Химический состав нонтронита из инфильтрационных прожилков приведен в табл. 27. Анализы обнаруживают 25 % окислов железа при 9 % окислов алюминия и 1,5 % окислов магния.

Формула нонтронита для образца 316-3 имеет вид:



В статье М.Ф. Соколовой и Ю.П. Казанского (1965) приводится кристаллохимическая формула нонтронита, рассчитанная по схеме, предложенной Россом и Хендриксом (1945), формула имеет вид:



Рентгенографическое изучение образцов подтверждает принадлежность минерала к группе монтмориллонита, первое базальное отражение 14,9 кХ при насыщении глицерином увеличивается до 18 кХ. Отражение 060 для образцов 316-3 и 305-4а определено 1,525, отсюда параметры ячейки нонтронита $b=9,15$ кХ, $a=5,29$ кХ.

Кривые нагревания также свидетельствуют о монтмориллонитовом составе минерала, на них имеется хорошо выраженный первый двойной эндозэффект при 140-160 и 230° и слабо выраженные второй эндозэффект при 530-580° и экзозэффект при 890-925°. По данным спектральных анализов наблюдается обогащение инфильтрационных нонтронитов цинком, никелем и медью. Эти элементы, поступающие в растворы при выветривании, адсорбируются при синтезе нонтронита.

Марганцевые и железо-марганцевые руды

Марганцевые и железо-марганцевые руды в Приольхонье известны с очень давних пор (см. "Обзор изученности"). С 1920 по 1960 г. периодически в этом районе производились поисковые и разведочные работы на указанные руды. Было выявлено более 40 рудопроявлений. Как отмечалось, им приписывали и гидротермальный и коровый генезис. Наиболее верно определено происхождение руд Т.С. Михайловой и Т.А. Поповой в рукописном отчете Ревизионной партии в 1961 году. Авторы большинство рудопроявлений относят к рудопроявлениям выветривания, среди которых различают связанные с инфильтрацией в коренные породы, в карстовые полости, в зоны дробления и в остаточную кору выветривания.

На Озерском участке (фиг. 33) по разломам наблюдались различные инфильтрационные образования.

Различные окислы и силикаты выпадали в трещиноватых и дробленых породах нарушений. При этом часто происходило метасоматическое замещение боковых пород. Образовывались гнезда, линзы, тела неправильной формы железо-марганцевых, марганцевых и фосфатных руд.

При выпадении рудных компонентов в трещине среди плотных пород образовывалась однородная чистая руда, а рудное тело принимало прожилковый характер. В рыхлых выветрелых высокопористых породах растворы легко проникали из трещины в боковые породы и заполняли поры, а потом метасоматически замещали и многие минералы. В этом случае образовывались тела гнездовидной и неправильной формы. Такая же картина наблюдается в сильно выветрелых дробленых породах. В слабо выветрелых дробленых породах выпадающие вещества играли роль цемента и образовывалась рудная брекчия.

Довольно крупное гнездо марганцевой руды, имеющее более двух метров в поперечнике, наблюдалось в скважине 12 на глубине 42 м. Руда черная с синеватым отливом, сажистая, рыхлая, порошокватая, пористая (пористость 57 %, объемный вес 1,50 г/см³). В порах единичные зерна гидробитота, мусковита, каолинита и кварца. Среди рудной массы встречаются участки выветрелого биотитового гнейса, не-замещенного рудными минералами. Боковые породы перемяты и имеют

пятнистую окраску, содержание окислов марганца в них повышенное — 2–3 %. Химический состав марганцевой руды приведен в табл. 6. (обр. 13, 13а), он отвечает бариевому псиломелану; с увеличением в породе содержания марганца неизменно увеличивается содержание бария. Содержание окислов марганца в руде составляет 75 %, бария 8,52 % (см. табл. 6). В полированных шлифах видны перистые образования, также свойственные бариевому псиломелану. Типичной для этого минерала является и дебаэграмма, интенсивные линии: 2,38; 2,17; 1,423; 1,560 кХ и др. Термическая кривая является не очень четкой, но видны псиломелановые эндоеффекты при 650 и 1020°.

Часто наблюдаются руды смешанного железо–марганцевого состава с различным соотношением гидроокислов железа и марганца. Отдельные участки обогащены железом, содержание гидроокислов достигает 34–52 % (см. табл. 6), на этих участках наблюдается привнос железа. Часто, особенно в коре выветривания кварцитов, марганцевые руды встречаются совместно с нонтронитом.

В коре выветривания ультраосновных пород значительных скоплений марганца не встречено, здесь он распространен в виде небольших корочек, налетов, дендритообразных выделений в кремнистых и карбонатных прожилках. Обычно здесь марганцевые минералы обогащены кобальтом и никелем, на Ново–Борсойском месторождении содержание их от 0,1 до 1 %.

В коре выветривания основного состава (пироксенитов, амфиболитов) марганцевые образования встречены в виде небольших землистых конкреций. С.С. Чекин (1969) определил марганцевый минерал конкреций из коры выветривания амфиболитов в заливе Уларья губа как литиофорит. Все известные рудопроявления марганца не являются промышленными.

Фосфориты

С некоторыми участками развития коры выветривания в Прибайкалье (Озерским, Сарминским) связаны рудопроявления фосфоритов. При этом наблюдаются как остаточные накопления фосфоритов, так и инфильтрационные.

Остаточные (Сарминское месторождение) образовались путем обогащения при выветривании карбонатных пород улунгуйской свиты протерозоя, содержащих повышенное количество сингенетического фосфата. Такие проявления связаны с карстовыми полостями. Известны карстовые фосфориты и на Озерском месторождении, но здесь связь их с кристаллическими известняками, в которых они залегают, не доказана; известняки содержат низкие (кларковые) содержания пятиоксида фосфора, и пород, обогащенных фосфором, на участке неизвестно. Остаточные фосфориты образуются при выщелачивании карбонатов, путем накопления "нерастворимого" остатка, поэтому они содержат примесь песчано–глинистых частиц, а иногда и кластического материала. Карстовые фосфориты являются рыхлыми, землистыми, своим сложением они резко

отличаются от инфильтрационных фосфоритов, которые образуют плотные натечные образования, часто с колломорфными текстурами.

Инфильтрационные фосфориты широко развиты на Озерском участке (см. фиг. 7). Как и для марганцевых образований, для фосфоритов наблюдаются разные виды инфильтрации.

Особенно распространенной является инфильтрация в зоны тектонических нарушений. Фосфатное вещество цементирует тектонические обломки, образуя брекчию. Кроме фосфатов в цементе обычно присутствуют глинистые минералы или крипнокристаллический кремнезем. Как было отмечено, это образования плотные, однородные, выпавшие из растворов и имеющие натечные, колломорфные формы. Иногда фосфориты имеют послуюную окраску, что свидетельствует о стадийности поступления растворов.

Считается, что для возникновения инфильтрационных фосфоритов необходим геохимический барьер. Хотя инфильтрационные фосфориты на Озерском участке мы наблюдаем в различных условиях (контакты выветрелых и невыветрелых пород, зоны нарушения в коре выветривания и т.д.), наиболее богатые накопления полезного ископаемого возникают либо на контакте коры выветривания силикатных пород с кристаллическими известняками, либо вблизи этого контакта в зонах тектонического дробления среди известняков; здесь содержание пятиоксида фосфора 15%, и более.

Условия залегания инфильтрационных фосфоритов на Озерском участке хорошо видны на прилагаемом разрезе (см. фиг. 7). Разрез составлен по материалам разведочных работ Еланцовской партии за 1957-1958 гг. В центральной части разреза вскрыта кора выветривания, уходящая на глубину более 100 м. К юго-западу и северо-востоку от блока выветрелых пород выходят на поверхность невыветрелые или слабо выветрелые породы, которые отделяются от выветрелых тектоническими нарушениями, сопровождающимися зонами дробления (брекчированные породы). Залежи фосфоритов приурочены к зонам дробления, а наиболее богатые из них к зонам дробления на контакте с мраморами (см. фиг. 7). Кроме фосфоритов к блоку выветрелых пород приурочено небольшое тело лимонитов.

Фосфатные минералы изучались и описаны в статье В.В. Филиппченко (1958). Она выделила три родственных фосфатных минерала: почти изотропный коллофан, анизотропный коллофан и франколит.

Фосфатный минерал, слагающий цемент брекчии, определен как франколит ($Nm=1,624$, $Nr=1,618$, $Nm-Nr=0,006-0,008$), минерал бесцветен, имеет прямое погасание, отрицательное удлинение. Под микроскопом фосфатный цемент часто представляет собой беспорядочный агрегат сферокристаллов и тончайших зернышек, заключающий большее или меньшее количество обломков минералов и нередко глинистое вещество.

Обломки брекчии в большинстве случаев покрыты более или менее хорошо выраженными, параллельно или радиально-волокнистыми крустификационными оторочками толщиной в 0,3-0,08 мм. Диаметр сферокристаллов преимущественно равен 0,05-0,08 мм, а иногда достигает 0,24 мм. Структура сферокристаллического франколита с обычными крустификационными оторочками вокруг обломков и по стенкам пор ука-

зывает на его непосредственное выпадение из растворов. На это также указывают следы роста, непосредственно наблюдаемые на крустификационных оторочках.

Кроме сферокристаллического франколита иногда в цементе брекчии встречается анизотропный криптокристаллический коллофан. Коллофановый цемент — очень плотная, белая, напоминающая отвердевший каолин, порода, чаще с тонкополосчатой текстурой; $N_m = 1,615, N_m - N_p = 0,001$. Криптозернистый коллофан отложился непосредственно на сферокристаллическом франколитовом цементе, нередко на поверхности крустификационных оторочек последнего.

Цемент брекчии слагается не только фосфатными минералами, но и минералами кремнезема, а также рудными (лимонитом и марганцевым). В.В. Филиппченко отмечает, что в брекчии перемешались сменявшие друг друга растворы преимущественно фосфатного, марганцевого и кремнистого состава. Она высказывает предположение о их термальном характере, однако отмечает, что этому противоречит факт убывания минерализации на глубину.

Карбонатизация

На некоторых участках наблюдается инфильтрационная карбонатизация пород. Особенно интенсивно этот процесс проявился в коре выветривания ультраосновных пород. На Тажеранском участке кора выветривания пронизана густой сеткой кальцитовых прожилков, они секут все минеральные образования коры выветривания, уходя от поверхности на глубину более 80 м. Мощность прожилков от волосовидных до 3-10 мм, иногда карбонат проникает в породу, метасоматически замещая отдельные участки. Содержание его и мощность прожилков уменьшаются вниз по разрезу. В нижней части разреза коры выветривания содержание кальцита в породе составляет 1-5%, на глубине 65 м уже увеличивается до 20-25%, на глубине 40 м до 40%, а в верхней части доходит до 50-60%. Когда карбонат следует по трещинкам, выполненным ранее кварцем или гидроокислами железа, он занимает центральные части трещин. Иногда в трещинах виден карбонат двух генераций, ясно кристаллический в центре и волокнистый по краям трещин.

Карбонат представлен кальцитом, белым, плотным, яснокристаллическим, вскипающим от HCl , $N_{cp} = 1,658$. На кривых нагревания четкие эндотермические эффекты при 960° .

Вопрос о времени проявления карбонатизации решить трудно, по-видимому, этот процесс более поздний, чем выветривание.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение коры выветривания в Прибайкалье обнаруживает тесную связь ее с историей тектонического развития региона в кайнозое.

Реликтовое распространение коры выветривания в Прибайкалье обусловлено интенсивным проявлением неотектонических движений. Наиболее полные разрезы коры выветривания сохранились в кайнозойских впадинах; на остальной части Байкальского сводового поднятия кора выветривания размыта.

Ввиду значительной глубины залегания фундамента во впадинах байкальского типа практическое значение могут иметь коры выветривания, сохранившиеся либо на склонах впадин, либо на повышенных участках фундамента, в частности на поперечно-диагональных перемычках впадин. В таких условиях преимущественно и выявлены описываемые коры выветривания в Байкальской, Тункинской и Баргузинской впадинах.

На площади Ольхонской поперечно-диагональной перемычки в Байкальской впадине кора выветривания сохранилась в грабенообразных структурах. В грабенообразных структурах кора выветривания имеет общий площадной характер распространения, значительные мощности (30-50 - до 100 м) и хорошо развитый зональный профиль.

На основных разновидностях алюмосиликатных пород, слагающих кристаллический фундамент впадин байкальского типа, выявлен каолинитовый профиль выветривания и его разновидности: охристо-каолинитовый и гиббсит-каолинитовый. Белоцветный каолинитовый профиль образуется на породах преобладающего кварц-полевошпатового состава (пегматитах, песчаниках); охристо-каолинитовый профиль характерен для биотит-, амфибол- и пироксенсодержащих пород кислого и основного составов; гиббсит-каолинитовый профиль установлен на раннекайнозойских базальтах Тункинской впадины и кембрийских осадочных породах Ангаро-Ленского передового прогиба.

Установлена гипергенная серпентинизация флогопитизированных ультраосновных пород. Главные породообразующие минералы (оливин, ромбический пироксен и флогопит) в процессе выветривания замещаются минералами серпентиновой группы - сунгулитом, первые два - через монтмориллонитовую стадию, а флогопит - через вермикулитовую. Сунгулитовый профиль имеет зональное строение, подобное каолинитовому профилю.

Выяснение профилей выветривания на различных породах позволяет прогнозировать определенные комплексы полезных ископаемых, связанных с корой выветривания.

Белоцветные, каолинитовые коры выветривания, образованные по юрским песчаникам и пегматитовым телам палеозоя, в ряде случаев могут быть использованы для получения каолина; полностью каолинизированные пегматитовые тела известны на Тажеранском, Озерском, Ольхон-

ском и других участках распространения коры выветривания. Наиболее ценными являются каолиновые месторождения, образованные путем переотложения каолиновых кор выветривания. В этом случае более перспективны участки в области распространения юрских пород, поскольку кора выветривания на них является однородной; пегматитовые же тела обычно небольшие по размеру и залегают среди пород иного состава, так что при переотложении коры выветривания они смешиваются с продуктами разрушения других пород и загрязняются примесями, чаще всего гидроокислами железа. Среди областей распространения кор выветривания юрских пород известны многочисленные проявления осадочных каолинов (наиболее крупное из них — Каменское, на котором проведены разведочные работы).

Породы из зоны дезинтеграции пегматитов могут быть использованы для получения полевого шпата и кварца, которые в нижних частях выветривания очень хорошо разделяются (разрабатывается в подобных условиях Нарын-Кунтинское месторождение керамических пегматитов).

Как видно из табл. 26, остальные породы района, кроме ультраосновных, дают охристо-каолиновые продукты выветривания. Они часто (особенно бескварцевые коры выветривания на породах основного состава) могут использоваться как природные краски — охры (например, кора выветривания амфиболитов в заливе Уларья губа на о-ве Ольхон).

Кора выветривания биотитовых гнейсов, в которых биотит представлен магнезиальной разностью (крупночешуйчатым флогопитом), перспективны на выявление месторождений вермикулита в нижних и средних частях коры выветривания. Такие проявления наблюдались нами на Озерском и Ольхонском участках.

Нахождение бокситов можно ожидать в районе развития гиббситоносной коры выветривания кайнозойских базальтов в Тункинской впадине, а в связи с выявлением бокситов и кор выветривания латеритного типа на площади Ангаро-Ленского передового прогиба перспективы на выявление бокситов в прибайкальских кайнозойских депрессиях резко расширились.

В связи с выявлением сунгулитового профиля выветривания ультраосновных пород районы развития этих кор перспективны на поиски вермикулитов, сунгулитов и магнезитов, проявления которых нашими работами установлены на многих участках: Тажеранском, Шидинском, Ольхонском и т.д. Кора выветривания на участках ультраосновных пород, обогащенных флогопитом, может быть использована для получения промышленных вермикулитов. В последние годы выясняется возможность использования сунгулита как заменителя высокосортного маложелезистого талька — стеатита — при изготовлении электрокерамических изделий. По-видимому, может быть использован как полезное ископаемое и магнезит из коры выветривания. Все эти полезные ископаемые являются новыми для Прибайкалья; впервые говорится о возможности их выявления в районе. Кроме нерудных полезных ископаемых, следует изучить гипербазитовые массивы с корой выветривания на возможность выявления силикатных никелевых руд. Проявления силикатного никеля в районе не обнаружены, но они могут иметь место: миграция никеля в коре выветривания и его концентрация в отдельных минералах нашими исследованиями установлены.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров К.И. Зоны окисления Первомайского молибденового месторождения - Изв. ВУЗов, серия Геол. и разв., 1960, № 3.
- Арембовский И.В. Стратиграфия четвертичных отложений юга Восточной Сибири. - Труды Иркут. ун-та, серия геол., 1958, вып. 2, № 14.
- Арсеньев А.А. Северо-Западное Прибайкалье. - Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рр. Тыи и Кунермы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 6, серия геол. (№ 1), 1938.
- Артемьев Б.Н. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Ольхонского края. - Изв. ВСРГО, 1926, вып. 3.
- Афанасьев А.П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. - Изд-во "Наука", 1966.
- Афанасьев Л.М., Браун К.Н., Шанин Л.Л. Абсолютный возраст мезозойских гранитоидов бассейна р.Джиды. - В сб. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1962 г. М., 1963.
- Бабкова М.С. К вопросу о происхождении кварцевых песков Западного Прибайкалья. - Изв. ВУЗов, серия геол. и разв., 1958, № 3.
- Бассет В.А. Образование вермикулитового месторождения Либби, Монтана. - В кн.: Вопросы минералогии глин. ИЛ, 1962.
- Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусил Ю.Б., Хренов П.М., Чернов Ю.А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). Изд-во АН СССР, 1962.
- Белов И.В. Мезо-кайнозойские магматические формации Байкальской субплатформенной зоны. - Записки Вост.-Сиб. отделения Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1.
- Бессолицын Е.П. Древние коры выветривания Иркутской области. - В кн.: Кора выветривания, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Бессолицын Е.П., Файнштейн Г.Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы и границах Иркутской области. - В кн.: Кора выветривания, вып. 6. Изд-во АН СССР, 1963.
- Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., 1946.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. - Изд-во "Наука", 1964.
- Боровиков П.П. Генетические типы, условия образования и промышленная оценка месторождений вермикулита. - В сб.: Перлит и вермикулит. Госгеолтехиздат, 1962.
- Васьковский Д.П., Мануйлова М.М. О древней коре выветривания на основных и ультраосновных породах Довыренской интрузии (Северное Прибайкалье). - Труды БКНИИ СО АН СССР, 1963, № 12.
- Волколаков Ф.К., Хлыстов П.А. О наличии гидраргиллита в палеогеновой (?) коре выветривания Тункинской впадины. - Материалы по геол. и пол. ископ. Бур. АССР, 1967, вып. 11.
- Воскресенский С.С. Основные черты четвертичной истории Юго-Западного Прибайкалья. - В сб.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959.

- Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. - В кн.: Кора выветривания, вып. 6. Изд-во АН СССР, 1963.
- Деев Ю.П. Юрские отложения Иркутского угленосного бассейна. - В кн.: Геология СССР, т. 17, 1962.
- Дмитриев Г.А. История верхнего мела и палеогена Бурятии. - Труды БКНИИ СО АН СССР, 1961, вып. 7.
- Днепровский И.Ф. К вопросу использования гидрофлогопита и отходов флогопита Слюдянских флогопитовых месторождений. - Материалы сов. по проблемам вермикулита. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1963.
- Добродеев О.П. Особенности древнего выветривания изверженных пород гор Южной Сибири. - В кн.: Кора выветривания, вып. 8. Изд-во АН СССР, 1967.
- Домбровская Ж.В. Некоторые примеры распространения мел-палеогеновой коры выветривания Прибайкалья. - В сб.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1966 г. М., 1967.
- Домбровская Ж.В. 1. Кора выветривания и инфильтрационные полезные ископаемые Озерского участка в Западном Прибайкалье. - В кн.: Кора выветривания, вып. 11. Изд-во АН СССР, 1970.
- Домбровская Ж.В. 2. Сунгулит из коры выветривания перидотитов в Прибайкалье. - ДАН СССР, серия геол., т. 192, № 1, 1970.
- Домбровская Ж.В. Сунгулит, вермикулит и магнезит в коре выветривания ультраосновных пород Центрального Прибайкалья. - Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1971.
- Домбровская Ж.В., Королев Ю.М., Сабурова Л.Е. Латеритная кора выветривания и связанные с ней бокситы из Прибайкалья. - Геол. рудн. мест., 1973, № 2.
- Дружинин А.В. Особенности формирования и строения зоны окисления молибденового месторождения Давенда. - Сов. геология, 1956, № 53.
- Дьяконов Ю.С. Кристаллография, вып. 6, 1962.
- Елеева И.В., Максимов С.С. Новые данные о геологии и петрографии вулканогенно-осадочных образований Балейского грабена. - Чита, 1968.
- Ендрихинский А.С. Краткий очерк по стратиграфии и литологии кайнозойских отложений Витимского плоскогорья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР, вып. 11. Улан-Удэ, 1967.
- Ескин А.А. К стратиграфии и тектонике архея Приольхонья (Западное Прибайкалье). - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
- Ескин А.С., Одинцов М.М., Беличенко В.Г. Древние метаморфические комплексы Прибайкалья. - Геол. и геофиз., 1968, № 7.
- Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Занин Ю.Н. Геология мезозойских и кайнозойских фосфатосных кор выветривания Алтае-Саянской области и Прибайкалья. - Геол. и геофиз., 1967, № 4.
- Занин Ю.Н., Цыкин Р.А. О неозловивальных процессах в карстовых отложениях Алтае-Саянской области. - В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. Красноярск, 1967.
- Запарий М.П. О глубине выветривания и водоносности массивнокристаллических пород Монголии. - Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., 1967, 42, № 4.
- Иванов А.Х. Восточное Приколголье. - Труды Монгольск. комиссии АН СССР, 1953, вып. 3.

- Ильяхина А.В., Кашик С.А., Стругов А.С., Одинцова М.М. Литогенетические типы и фации юрских отложений. - В кн.: Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Ильяхина А.В., Ломоносова Т.К. Минералогическая характеристика юрских отложений. - В кн.: Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.
- Казаченко Ю.А. Некоторые вопросы формирования зоны окисления забайкальских молибденовых месторождений и оценки первичного оруденения по поверхностным выходам. - В кн.: Технология добычи и обработки руд. Чита, 1965.
- Калинин В.В. Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. Изд-во "Наука", 1965.
- Климанова В.М. О некоторых особенностях флоры и климата палеоген-неогенового периодов Ангаро-Ленского междуречья на основании палинологического анализа. - Материалы конференции молодых научных сотрудников (Ин-т земной коры СО АН СССР). Иркутск, 1963.
- Комаров Ю.В. О мезозойском возрасте и связи полиметаллического оруденения руды с малыми интрузиями. - В кн.: Труды первого совещания по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Конев А.А. Интрузия перовскитовых пироксенитов в Восточном Саяне. - Докл. АН СССР, 1960, 133, № 4.
- Конев А.А., Грудинин М.И., Остапенко Ю.П. Тажеранский щелочно-габброидный массив в Приольхонье. - Геол. и геофиз., 1967, № 8.
- Копорулин В.И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толши. - Труды Геол. ви-та, 1966, вып. 160.
- Корин И.З. Окремненные известняки в коре выветривания. - В кн.: Кора выветривания, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952.
- Котельников Л.Г. Коренное месторождение золота на о-ве Ольхон и генезис бурожелезняковых и марганцевых руд Ольхонского края. - Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, серия 7, 1934, № 2-3.
- Котов П.А., Лисицина Н.А. О сходстве между вертикальной зональностью в гидротермально измененных околожильных породах флюоритовых месторождений Забайкалья и в корах выветривания. - Докл. АН СССР, 1967, 176, № 3.
- Куземкина Е.Н. Никеленосная кора выветривания на ультрабазитах Кольского массива (Северный Урал). - В кн.: Кора выветривания, вып. 9. Изд-во АН СССР, 1965.
- Ламакин В.В. Подножие Икатского хребта. - Труды Байк. ламинал. станции, 1954, 14.
- Ламакин В.В. К геологической истории Прибайкальского пенепплена. - Булл. комиссии по изуч. четвертич. периода, № 24. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ламакин В.В. По берегам и островам Байкала. Изд-во "Наука", 1965.
- Литвинцев Г.Г. Новое крупное месторождение огнеупорных каолиновых глин в Иркутской области. - Разведка и охрана недр, вып. 3.
- Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. - Изв. АН СССР, 1958, серия геол., № 4.
- Логачев Н.А., Абрамова Т.К. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра. - Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. Изд-во "Наука", 1964.
- Ломоносова Т.К. К вопросу о генезисе монтмориллонита в третичных отложениях юго-восточной части Иркутского амфитеатра. Материалы конф. молодых науч. сотрудин. (Ин-т земной коры СО АН СССР), Иркутск, 1963.

- Лурье М.Л., Обручев С.В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана (стратиграфия и магматизм). - Изв. АН СССР, серия геол., 1950, №6.
- Малолетко А.М. О возрасте коры выветривания Салаирского кряжа. - В кн.: Кора выветривания, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Малых В.С. Некоторые черты металлогении центральной части Западного Прибайкалья. - В кн.: Материалы по геол. и пол. иск. Иркутской области. Иркутск, 1962.
- Мидгли Х.Дж., Мидгли С.М. Минералогия некоторых промышленных вермикулитов. - В кн.: Вопросы минералогии глин, Перевод с англ., 1962.
- Мирчинк С.Г. Кайнозойская история развития рельефа и формирования россыпных месторождений золота в Восточном Забайкалье. - В сб.: Материалы Второго геоморфол. сов. М., 1959.
- Мирчинк С.Г. Золотоносные россыпи Центрального и Восточного Забайкалья. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1967, 42, №6.
- Мирчинк С.Г., Шер С.Д. при участии Григорьевой А.И. Геология, геоморфология и золотоносные россыпи центральной части Баргузинской тайги. - Труды НИГРИЗолото. М., 1955.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.
- Нагибина М.С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования. - Труды ИНГ АН СССР, 1951, серия геол., вып. 128, №49.
- Обручев В.А. Оро-геологические наблюдения на о-ве Ольхон и в Западном Прибайкалье. - Горный ж., 1890, 4.
- Обручев В.А. Геология Сибири, т. 3. Изд-во АН СССР, 1938.
- Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной страны. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып.99.
- Павловский Е.В., Фролова Н.В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. - Очерки по геологии Сибири. (Труды ИГН АН СССР, 1955, вып.18).
- Павловский Е.В., Хренов П.М., Беличенко В.Г. Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья. - Вопросы геологии Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. - Труды Геол. ин-та, 1964, вып. 110.
- Пальшин Г.Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья оз.Байкал. Изд-во АН СССР, 1955.
- Пальшин Г.Б., Вологодский Г.П., Шмотов А.П. Комплексы горных пород и их инженерно-геологическая характеристика. - В кн.: Инженерная геология Прибайкалья. Изд-во "Наука", 1968.
- Панаев В.А., Могулева Т.Т., Наумова Е.И., Прокопьев И.Г. О базальных слоях в Иркутском угленосном бассейне. - Геол. и геофиз., 1967, №8.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М., 1967.
- Петров В.П., Токмаков П.П. Природа и генезис сунгулита. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Писарчик Я.К. Новые данные по стратиграфии, литологии и фациям кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. - Материалы ВСЕГЕИ, 1960, вып. 32.
- Приходько В.П. Палеоген-неогеновые коры химического выветривания в Еравнинском районе. - Материалы по геол. и пол. иск. Бур. АССР, 1967, вып. 11.
- Пуляевская Л.М., Шепетило Н.И. Озерское месторождение фосфоритов западного Прибайкалья. - Материалы по геол. и пол. иск. Вост. Сиб., 1958, вып. 3.
- Раевский Э.И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1959, 127, № 3.

- Раевский Э.И. К стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений юга и востока Сибирской платформы. - Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.
- Разумова В.Н., Херасков Н.П., Черняховский А.Г. Геологические типы коры выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. - Труды Геол. ин-та, 1963, вып. 77.
- Росляков Н.А. О необходимости картирования зон окисления при поисково-разведочных работах на золото. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1968, вып. 3 (5).
- Рыбаков В.Г. О донегеновой коре выветривания и отложениях неогена Приольхонья и о-ва Ольхон. - В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области, М., 1964.
- Рябухин Г.Е. Третичные отложения и их нефтеносность. - Труды первой конф. по проблемам Бурят-Монголии, Изд. АН СССР, т. 1, 1935.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Изд-во "Недра", 1967.
- Соколов Н.И. Геологическая история восточной части Иркутского амфитеатра в антропогене как основа инженерно-геологического районирования его территории. - Труды Лаб. гидрогеол. проблем, 1957, № 14.
- Соколова М.Ф., Казанский Ю.П. Нонтронит в коре выветривания о-ва Ольхон (озеро Байкал). - В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири, М., 1965.
- Слукин А.Д. Крупные кристаллы каолинита из коры выветривания щелочных ультраосновных пород Чадобецкого поднятия. - В сб.: Кора выветривания, вып. 10, 1968.
- Солоненко В.П. Зона окисления месторождений полезных ископаемых Бурят-Монгольской АССР. - Материалы сов. геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ. Улан-Удэ, 1956.
- Сорокин А.В. Пегматиты Западного Прибайкалья. - Труды Иркутск. горно-металлургического ин-та, серия геол., 1957, вып. 14.
- Тайсаев Т.Т. Новая мезозойская впадина в Джидинской горной стране (Бурятская АССР). - Труды Бур. компл. НИИ СО АН СССР, 1963, № 12.
- Токмаков П.П., Магидович В.И., Борисова А.Ю., Фомина Н.П. О возможности промышленного использования сунгулита. - В сб.: Авторефераты сотрудников ИГЕМ за 1966г. М., 1967.
- Усов М.А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1931.
- Уфимцев Г.Ф. Находки древней коры выветривания в Арейской впадине и ее горном обрамлении. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2/4. Чита, 1967.
- Файнштейн Г.Х., Виниченко М.Г. Опыт применения литолого-формационного метода при изучении юрских отложений Иркутского амфитеатра. - Литол. и пол. иск., 1965, № 6.
- Филиппченко В.В. Коллофан и франколит Озерского месторождения фосфоритов в Прибайкалье. - Материалы по геол. и пол. иск. Вост. Сибири, 1958, вып. 3.
- Финько В.И. 1. Геолого-петрографическая характеристика и генезис огнеупорных глин Зейско-Буреинской депрессии. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 26.
- Финько В.И. 2. Изучение коры выветривания в восточных областях Союза. - В сб. Автореф. работ сотр. ИГЕМ за 1958-1959 гг. М., 1960.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - Труды Вост.-Сибир. фил., серия геол., 1960, вып. 19.
- Флоренсов Н.А. К морфологии берегов Среднего и Северного Байкала. Изд-во "Наука", 1964.
- Цыкин Р.А. Эпигенетические фосфориты Красноярского края. - В сб.: Кора выветривания, вып. 8, 1967.

- Чекин С.С. 1. О возрасте древней коры выветривания Иркутского амфитеатра. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 6.
- Чекин С.С. 2. О каолинах и дезинтегрированных гранитах о-ва Ольхон (Байкал). - В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. Изд-во "Наука", 1968.
- Черский И.Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала. - Изв. Вост.-Сиб. отл. РГО, 1880, № 1-2.
- Черский И.Д. О результатах исследования озера Байкал. - Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географ., 1886, 15, № 3.
- Яржемский Я.Я. Харгинское месторождение стекольных песков. - Изв. Ирк. гос научн. музея, 1937, 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА I. КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ	6
ГЛАВА II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА	
Стратиграфия	11
Коры выветривания в стратиграфическом разрезе	16
Тектоническое строение	19
ГЛАВА III. РАСПРОСТРАНЕНИЕ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗРАСТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ	22
Особенности распространения	22
Условия залегания	32
Некоторые соображения о возрасте коры выветривания в Прибайкалье	39
ГЛАВА IV. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА РАЗЛИЧНЫХ ПОРОДАХ	45
Кора выветривания гранитоидов	46
Кора выветривания песчаников	58
Кора выветривания биотитовых гнейсов	70
Кора выветривания амфиболсодержащих пород	81
Кора выветривания пироксенитов	95
Кора выветривания оливинсодержащих ультраосновных пород	103
Некоторые геохимические особенности формирования профилей выветривания	134
Инфильтрационные образования	138
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	147

ЖАННА ВИКТОРОВНА ДОМБРОВСКАЯ

Палеогеновая кора выветривания
Центрального Прибайкалья

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор издательства Ю.Г.Гордина

Художник Н.В.Илларионова

Художественный редактор С.А.Литвак

Технические редакторы С.М. Бякерева, Л.М.Сурикова

Подписано к печати 20/У1-73 г. Формат 60х90 1/16

Усл.печ.л. 9,75+3 вкл. (0,625) Уч.-изд.л. 11,3

Бумага офсетная № 1. Т - 07089 Тираж 700 экз.

Цена 1 р. 13 к. Тип. зак. 424

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука".
Ленинград, 190034, 9-я линия, 12

824

2 1 р. 13 к.

