

**Коры
выветривания
Сибири**

книга 2

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СИБИРИ

КНИГА 2

Формации кор выветривания
Сибирской платформы

ПОД РЕДАКЦИЕЙ Ю. П. КАЗАНСКОГО И
В. П. КАЗАРИНОВА

2941



МОСКВА · НЕДРА · 1979



Коры выветривания Сибири. В 2-х книгах. Кн. 2. Формации кор выветривания Сибирской платформы. Под ред. Ю. П. Казанского и В. П. Казаринова. М., Недра, 1979. 250 с.

Монография является новейшим обобщением материалов по формациям кор выветривания Сибири. В ней охарактеризованы минеральный и химический состав структурного элювия и продуктов его ближнего переотложения, строение и типы кор выветривания, их связь с формами рельефа и породами субстрата, возраст, а также полезные ископаемые, генетически связанные с корами выветривания.

В книге 2 кратко описаны докембрийские и палеозойские эпохи корообразования Сибири, а также характеризуются формации кор выветривания Сибирской платформы и примыкающих к ней горных сооружений.

Монография предназначена широкому кругу геологов, занимающихся вопросами региональной геологии, гипергенеза, минералогии и геохимии, а также минерального сырья.

Табл. 49, рис. 47, список лит.— 231 назв.

Предисловие

Вторая книга монографии «Коры выветривания Сибири» начинается рассмотрением эпох корообразования в палеозое и докембрии Сибири. Этот раздел является продолжением вводного раздела первой книги, где рассмотрены эпохи корообразования мезозоя и кайнозоя Сибири.

Далее следует описание продуктов кор выветривания на Сибирской платформе. Оно распадается на два раздела — докембрий и палеозой, мезозой и кайнозой. Материал по корам выветривания докембрия и палеозоя Сибирской платформы, равно как и Алтае-Саянской складчатой области, весьма невелик. Лишь кое-где, и то не всегда однозначно, в домезозойских осадках Сибири описан структурный элювий. В подавляющем числе случаев об эпохах химического выветривания рассматриваемого этапа геологической истории Сибири можно судить по переотложенным продуктам формации коры выветривания — высокозрелым терригенным породам и по хемогенным образованиям, возникшим при формировании на водосборах структурного элювия — кремнистые, глиноземистые, железистые, марганцовистые, фосфатные и т. п. породы.

Мезозойский и кайнозойский отрезки геологической истории Сибирской платформы, равно как и Сибири вообще, наоборот, характеризуются относительно широкой сохранностью продуктов разновозрастных формаций кор выветривания. В связи с этим и описание пород, связанных с корами выветривания домезозойского этапа развития, ведется по стратиграфическим уровням, а для мезозойско-кайнозойского этапа — по отдельным структурным подразделениям Сибирской платформы.

Редакция книги 2 осуществлена Ю. П. Казанским и В. П. Казариновым. Оформление произведено Н. В. Перегуд, Р. И. Руновой, Л. В. Вертиковой.

Эпохи корообразования докембрия и палеозоя Сибири

Обширная информация последних лет не оставляет сомнения в том, что в отдельные эпохи докембрия и палеозоя в ряде районов поверхности Земли происходило интенсивное формирование коры выветривания. В отличие от мезозоя и кайнозоя, продукты выветривания древних эпох в ископаемом состоянии сохраняются несравненно реже. Объяснений этого феномена существует несколько. Во-первых, образования палеозоя, и особенно докембрия, имеют значительно меньшее распространение на поверхности континентов, а состав литосферы ниже современного уровня эрозии изучен еще очень слабо. Во-вторых, в докембрии и раннем палеозое поверхность суши представляла собой пустыню, лишенную растительности современного типа. В этой обстановке условия сохранения элювия были во много раз хуже, чем в позднем палеозое, мезозое и кайнозое. Представления о пустынных ландшафтах в додевонское время заставляют нас по-иному рассматривать и характер эрозионных процессов на поверхности древней суши. Прежде всего следует допустить более широкое распространение ветровой эрозии, так как ей не препятствовала растительность. Далее, в областях повышенной влажности по той же причине в меньшей мере, чем в более поздние эпохи, происходило накопление грунтовых вод. Поэтому основная масса атмосферных осадков в виде временных потоков весьма быстро достигала конечных водоемов. Это обстоятельство позволяет предполагать синхронность корообразования и продуктов переотложения коры выветривания.

При выделении эпох выветривания и определении их возраста особое значение приобретают переотложенные продукты коры выветривания, широко распространенные как в докембрии, так и в палеозое. К этим образованиям относятся кварцевые породы (кварциты, кварцевые песчаники и т. д.), бокситы, железные руды и др.

Коры выветривания среди докембрийских и палеозойских пород Сибирской платформы встречаются редко. Для сохранения этих относительно маломощных и легко разрушаемых образований необходимо удачное стечение множества благоприятных геологических факторов. Кроме того наложенные вторичные процессы, такие, как региональный и контактовый метаморфизм, иногда настолько изменяют первичный состав пород, что интерпретация их генезиса становится чрезвычайно затрудни-

тельной. Все это усугубляется недостаточностью изученности платформенного чехла и особенно малым объемом бурения на закрытых или почти закрытых площадях. Чаще всего мы имеем дело лишь с корнями коры выветривания или разубоженными в процессе переотложения ее осадочными продуктами.

Возраст подавляющего большинства остатков кор выветривания определяется лишь в пределах весьма большого стратиграфического интервала. Обычно разница в возрасте материнских, исходных для элювия, пород и перекрывающих его отложений очень велика. Лишь в единичных случаях разница в возрасте пород субстрата и перекрывающих элювий осадков делает возможным относительно точное определение возраста коры выветривания. Чаще всего ее возраст наиболее надежно устанавливается по коррелятным осадкам, накапливающимся в период формирования коры выветривания или сразу после завершения формирующих ее процессов. Поэтому для суждения о возрасте эпох корообразования большое значение имеют данные о возрасте бокситов, фосфоритов, кремнистых пород и др.

Формации кор выветривания докембрия

Коры выветривания архея, как показал В. В. Жабин (см. ниже), условно выделяются в метаморфических толщах Сибири и Дальнего Востока, главным образом по наличию бокситов и других высокоглиноземистых пород, железных руд и т. д. Измененный элювий архейского возраста описан А. В. Сидоренко и В. М. Чайкой [174] на Кольском полуострове (предкейвский возраст), известен в Юго-Восточной Африке (свита Модис), на Бразильском щите (основание серии Джакобино).

Коры выветривания конца архея — начала протерозоя выделяются в основании криворожской и курской серии [57, 174] в пределах Украинского щита. Продукты выветривания метаморфизованы и представлены сланцами с серицитом, биотитом, кварцем. Предгуронская кора выветривания, состоящая из осветленных серицитовых сланцев, известна на Канадском щите [151].

Кора выветривания раннего протерозоя описана [129] в пределах Байкальской складчатой области. Ее продукты перекрыты отложениями раннего протерозоя аkitканской серии. С. Г. Галабурда [41] отмечает кристаллические сланцы с дистеном в сарминской серии, также относимой к раннему протерозою.

Остатки среднепротерозойских формаций кор выветривания описаны В. В. Жабиным на Енисейском кряже и в Забайкалье. Их точная стратиграфическая привязка неизвестна. Они представляют собой в подавляющем числе случаев метаморфизованные переотложенные продукты древнего элювия.

Продукты коры выветривания среднего протерозоя известны в Карелии, где выделяются два горизонта элювия [184]. Нижний залегает в основании ятулия и представлен дресвой гранита, выше переходящей в кварц-серицитовые породы. Верхний залегает в основании верхнего ятулия и сложен осветленными основными породами. Аналогичного возраста продукты выветривания установлены в Финляндии [227].

Продукты среднепротерозойских кор выветривания известны также в Скандинавии, на Русской платформе, в Индии, на Британских островах, Канадском щите, в Юго-Восточной Африке, Австралии и Антарктиде.

Более широко распространены рифейские коры выветривания и продукты их переотложения. На Сибирской платформе и в окружающих ее складчатых сооружениях уверенно выделяются несколько эпох корообразования, фиксируемых или реликтами элювия, или осадочными толщами, сложенными обломочными кварцевыми и кварц-глауконитовыми породами, железными рудами, бокситами (рис. 1). Следует отметить четкую приуроченность таких пород к одинаковым стратиграфическим уровням, что доказывает синхронность формирования и размыва кор выветривания рифея. Возрастные интервалы образования мощных горизонтов элювия укладываются в пределы 120—150 млн. лет.

Коры выветривания широко развиты на гранитах, гнейсах и основных магматических породах фундамента Русской платформы, где они перекрываются ранне-, средне- и позднерифейскими отложениями [39, 112, 127]. Продукты выветривания в этих разрезах содержат минералы группы монтмориллонита.

Предвендские коры выветривания в Сибири сохранились на Сибирской платформе, в Юдомо-Майском прогибе, в Восточном Саяне. На Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении они известны на породах фундамента (гранитах, гнейсах), а местами и на позднерифейских отложениях (например, на р. Аллах-Юнь). На юге платформы широко распространены толщи кварцевых песчаников, формирование которых связывается с размывом предвендской коры выветривания, что более подробно изложено ниже.

На Русской платформе С. В. Левченко [112] описал ряд разрезов кор выветривания под вендскими отложениями. Г. Г. Виноградов [35] установил предвендские элювиально-делювиальные продукты, связанные с диабазами и гранитами фундамента Украинского кристаллического массива (среднее Приднестровье). Довендская кора выветривания по амфиболитам описана А. С. Махначем и Н. Н. Левых [127] в Белоруссии.

Менее широко распространены коры выветривания вендского возраста. В. В. Жабин к вендскому уровню относит реликты коры выветривания в районе Боксонского ме-

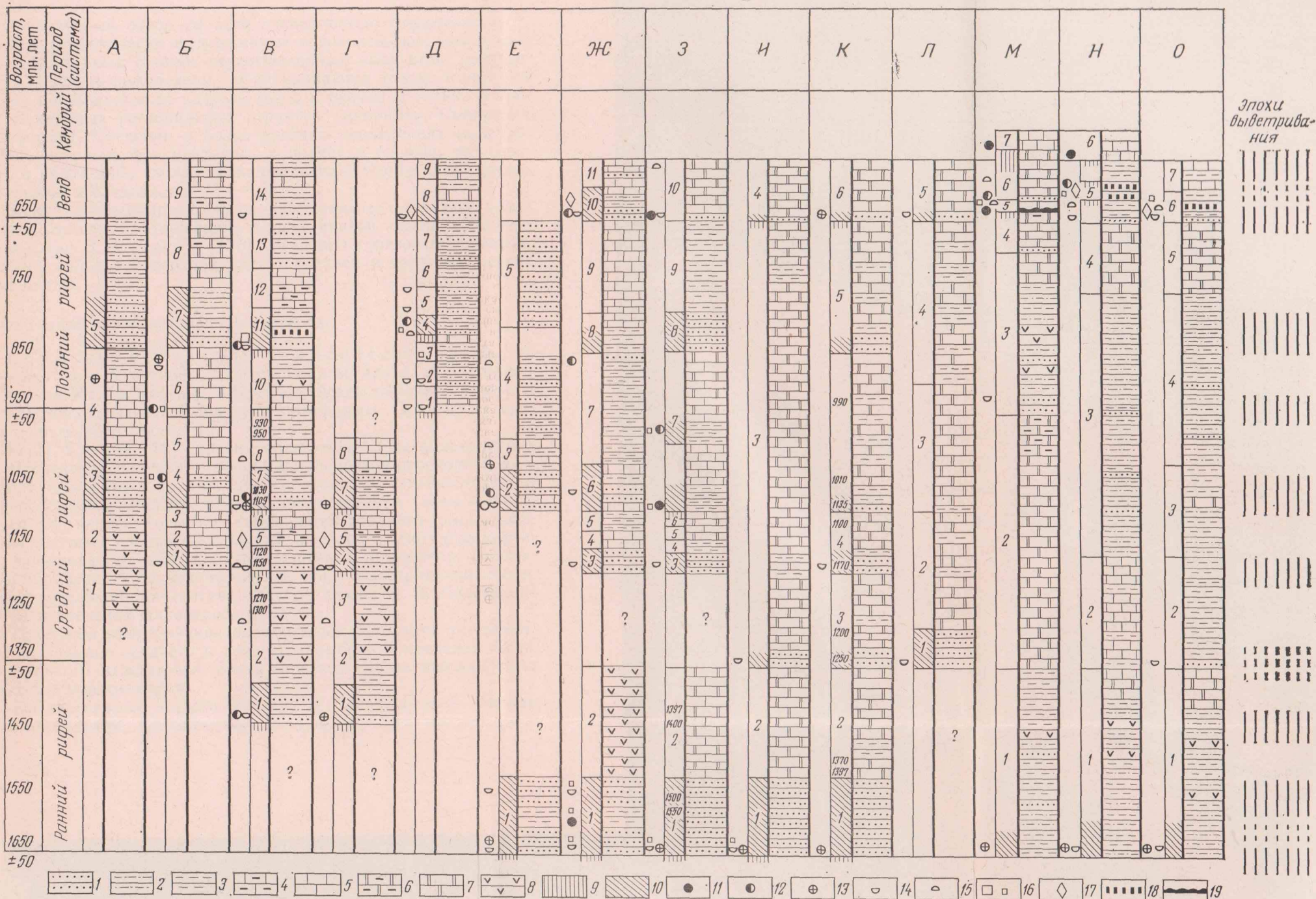


Рис. 1. Схема стратификации кор выветривания и продуктов их перерождения в рифейских и вендских отложениях районов Сибири и Дальнего Востока.

А - Игарский район (с использованием материалов В. Е. Савицкого и др.): 1 - старонгарская толща, 2 - лудовская и игарская толщи, 3 - губинская толща, 4 - чернореченская свита, 5 - излучинская свита; Б - Туруханский район (по Б. М. Келлеру, с дополнениями): 1 - стрельногорская свита, 2 - свита ленок, 3 - сухотунгунская, 4 - деревнинская свита, 5 - свита буровой, 6 - шорохинская свита, 7 - мироедихинская свита, 8 - первопожорская свита, речинская и дурномысская свиты, 9 - платоновская свита; В - Енисейский край (Унифицированная схема 1967 г., с дополнениями): 1 - кординская свита, 2 - горбилковская свита, 3 - удерейская свита, 4 - погорийская свита, 5 - свита Карточка, 6 - аладьинская свита, 7 - красногорская свита, 8 - джурская свита, 9 - шунтарская свита, 10 - киргитейская свита, 11 - нижнеангарская свита, 12 - дашкинская свита, 13 - тасеевская серия, 14 - островная свита; Г - Чадобецкое поднятие (по Р. Я. Склярову): 1 - кординская свита, 2 - горбилковская свита, 3 - удерейская свита, 4 - погорийская свита, 5 - дольчиковская свита, 6 - чуктуковская свита, 7 - териновская свита, 8 - жерновская свита; Д - Западные Присаянье (по В. В. Хоментовскому, с дополнениями автора): 1 - шангулжская свита, 2 - изанская свита, 3 - испитская свита, 4 - течинская свита, 5 - маринская свита, 6 - удинская свита, 7 - айсинская свита, 8 - мотская свита, 9 - иркутская свита; Е - Прибайкалье (по В. Д. Мацу, с дополнениями): 1 - алайская свита и ее аналоги, 2 - голоустенская свита, 3 - улунтульская свита, 4 - качергатская свита, 5 - ушаковская свита; Ж - Патомское нагорье (по В. Д. Мацу, с дополнениями): 1 - пурвольская свита, 2 - медвежьская свита, 3 - баллаганская свита, 4 - маринская свита, 5 - джемжуканская свита, 6 - баракунская свита, 7 - валюхтинская свита, 8 - жуинская свита, 9 - чечкинская свита, 10 - жербинская свита, 11 - тининовская свита; З - Учур-Майский район (по С. В. Нужинову с дополнениями):

1 - гонамская свита, 2 - омахтинская свита, 3 - еннинская свита, 4 - омнинская свита, 5 - малгинская свита, 6 - ципандинская свита, 7 - лахандинская свита, 8 - кандыкская свита, 9 - устькырбинская свита, 10 - юдомская свита; И - Западный склон Анабарского массива (по Б. М. Келлеру и др.): 1 - ильинская, бурдурская, лабатахская и усть-ильинская свиты, 2 - котуйканская свита, 3 - юсмастакская свита, 4 - старореченская свита; К - Оленекское поднятие (по Б. М. Келлеру и др.): 1 - сыгын-ахтакская свита, 2 - кюютингдинская свита, 3 - арымская свита, 4 - дебенгдинская свита, 5 - хайпахская свита, 6 - маастакская, хатыспытская и туркутская свиты; Л - Хараулахское поднятие (по Б. М. Келлеру и др.): 1 - уктинская свита, 2 - эсэлэхская свита, 3 - нэлэгэрская свита, 4 - сизтачанская свита, 5 - хараулахская свита, 6 - монгошинская свита, 3 - сархойская свита, 4 - забитская свита, 5 - харагантинская свита, 6 - билютинская свита, 7 - хужиртайская свита; М - Малый Хинган (по М. С. Маркову и А. М. Смирнову с дополнениями): 1 - урильская свита, 2 - дитурская свита, 3 - игинчинская свита, 4 - мурандавская свита, 5 - рудоносная свита, 6 - лоцкоковская свита, 7 - Хангайский массив (по А. Ф. Шехоркиной, и А. М. Смирнову, с дополнениями): 1 - краевый комплекс, 2 - спасская свита, 3 - митрофановская свита, 4 - кабаргинская свита, 5 - орловская свита, 6 - рудоносная свита, 7 - прохоровская свита.

1 - конгломераты, гравелиты, песчанники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты, сланцы; 4 - глинистые известняки; 5 - известняки; 6 - глинистые доломиты; 7 - доломиты; 8 - эффузивы, туфы, туффиты; 9 - кора выветривания; 10 - перерожденные продукты выветривания; 11 - бокситы; 12 - алалиты; 13 - высокоглиноземистые породы; 14 - кварцевые песчанники; 15 - фосфоритовые породы; 16 - железные руды (а - месторождения, б - проявления); 17 - марганцевосурьмяные породы; 18 - пластовые тела железных руд; 19 - пластовые залежи бокситов.

сторождения, а также коры выветривания на породах лощенковской свиты (Батеневский кряж), кульбюрстюгской свиты (Кузнецкий Алатау), продукты выветривания в основании мотской свиты (Присаянье) и т. д. К этому же возрасту отнесены продукты переотложения кор выветривания (бокситы Боксонского месторождения, Козыревского рудопроявления, горизонты с каолинитом и минералами глинозема в алтагинской свите Прибайкалья, старореченской свите Анабарского поднятия и др.).

Приведенный обзор со всей очевидностью свидетельствует, что стратиграфически выдержанные горизонты кор выветривания и связанных с ними переотложенных продуктов, которые могут отвечать комплексам, устанавливаются только в верхних частях докембрийского разреза (венд и рифей) и только в пределах крупных региональных структур (например, Сибирская платформа). Сведения о более древних проявлениях выветривания настолько фрагментарны, а подчас и спорны, что говорить о каких-либо эпохах преждевременно. Необходимы дополнительные исследования.

Более мелкие подразделения, сопоставимые с сериями, намечаются только в отложениях голоустинской свиты (Прибайкалье), где В. К. Маслов [126] установил горизонты переотложенных аллитов в верхних частях средней и верхней подсвит этой свиты.

Формации кор выветривания палеозоя

Коры выветривания кембрийского возраста отмечаются в Кузнецком Алатау, Горном Алтае, в Восточном Саяне, на Малом Хингане, в Приханкайском районе, в северо- и юго-восточных частях Сибирской платформы. Полный их профиль нигде не сохранился.

Н. И. Гогиной [44] описаны остаточные коры выветривания на Оленекском поднятии, где они приурочены к переходной зоне между чабурским и куранахским горизонтами алданского яруса и к основанию ленского яруса раннего кембрия (низы куонамского горизонта). Коры характеризуются каолинит-гидрослюдистым составом глинистых фракций, а также в некоторых случаях повышенными содержаниями марганца и фосфора. Позднедокембрийские — раннекембрийские коры выветривания каолинит-гидрослюдистого состава описаны также В. В. Скотаренко [176] в пределах Алданского щита.

Продукты выветривания окремненных доломитов установлены на границе среднего и позднего кембрия в пределах Лено-Киренгского междуречья. Здесь известна только нижняя часть профиля выветривания.

На территории Малого Хингана Л. Д. Денисовой описаны гидрослюдистые, каолинитовые и галлуазитовые продукты вы-

ветривания углисто-глинистых сланцев и гематитовых микрокварцитов внутри нижнекембрийской толщи пород.

В других районах платформы установлены лишь реликты кор выветривания и их переотложенные продукты в виде горизонтов каолининовых глинистых пород и пород с высоkozрелым составом обломочного материала, участками с фосфатным и марганцевым оруденением. Эти образования имеют широкое площадное распространение и прослеживаются на нескольких стратиграфических уровнях.

Наиболее широко на Сибирской платформе распространены высоkozрелые породы раннеалданского возраста. По-видимому, кембрийскому осадкообразованию предшествовало мощное вендское корообразование, следы которого в виде переотложенных высоkozрелых продуктов фиксируются в разрезах. Реликты кор в виде глинистых образований гидрослюдисто-каолининового или хлорит-гидрослюдистого состава, местами с примесью гиббсита или диаспора сохранились в отдельных районах Анабарского массива [182], Оленекского и Хараулахского поднятий, в Учуро-Майском районе [65], на Витимо-Патомском нагорье [31, 37], в Южном Присаянье [16, 152]. Высокzрелые продукты переотложенных кор выветривания этого возраста в южных районах платформы распространены весьма широко и хорошо известны как парфеновский горизонт в основании мотской свиты раннего кембрия. Стратиграфические аналоги мотской свиты на юго-западе платформы также имеют в основании грубообломочные породы высокой зрелости. Нужно отметить, что отличить реликты элювия и переотложенные продукты кор выветривания зачастую не представляется возможным.

С переотложенными продуктами кор выветривания связаны, по-видимому, три уровня повышенно фосфатоносных осадков раннекембрийского возраста, описанные В. Е. Савицким и Б. Б. Шишкиным [168], Е. А. Басковым и др. [10], В. И. Драгуновым и др. [203] в Приенисейской зоне Сибирской платформы, на северном склоне Анабарского щита и в Юдомо-Майском районе. Эти уровни (раннеалданский, позднеалданский и ленский) повышенно фосфатоносных образований по времени близко совпадают с уровнями развития остаточных продуктов кор выветривания, а также их переотложенных продуктов.

Переотложенные продукты раннекембрийских кор выветривания (нижняя часть алданского яруса) отмечены в Боксон-Сархойском антиклинории (мономинеральные кварцевые песчаники), в Восточно-Тувинском прогибе (кварцевым песчаники с прослоями высокоглиноземистых и глинисто-кремнистых сланцев). Горизонты пород повышенной зрелости описаны Г. М. Еханиным на территории Восточного склона Кузнецкого Алатау в начале раннего и в амгинском веке среднего кембрия. На этих же стратиграфических уровнях А. Б. Гинцингером и др. [162]

отмечены горизонты кварцевых песчаников и алевролитов в районах Горного Алтая.

К низам ленского яруса А. Б. Гинцингер и др. [162] относят пласты кварцевых песчаников 20-метровой мощности в Уйменско-Лебедском синклинии. К этому же возрасту принадлежат диаспорсодержащие аллиты в северо-восточной части Горного Алтая [121].

По данным П. Н. Соколова, изучавшего состав и строение кембрийских осадочных толщ различных районов Сибирской платформы, в течение кембрийского времени на рассматриваемой территории наблюдались пять эпох усиленного химического выветривания, соответствующих пяти уровням развития крупных морских трансгрессий. Эти уровни приурочены к низам алданского яруса, низам и средним частям ленского яруса раннего кембрия, средним частям амгинского яруса среднего и нижним горизонтам позднего кембрия. Элювиальные коры выветривания известны на двух уровнях раннего кембрия (низы алданского и ленского ярусов); среднеленская и амгинская эпохи фиксируются высокозрелыми продуктами переотложенных кор выветривания.

Позднекембрийская эпоха корообразования является малоизученной, и следы ее проявления имеют ограниченное распространение.

Ордовикские и силурийские коры выветривания известны главным образом на западной окраине Сибирской платформы. Здесь структурный элювий и его переотложенные высокозрелые продукты изучены Г. Н. Черкасовым. Наиболее древняя (конец чуньского — начало байкитского времени) кора гидрогётит-каолинитового типа установлена на Верхне-Лебедянском поднятии. Она развилась по полевошпат-кварцевым алевролитам чуньского яруса и перекрыта толщей кварцевых песчаников байкитской свиты. Синхронные этой коре выветривания высокозрелые переотложенные продукты встречены в бассейнах рек Вороговки, Подкаменной Тунгуски и на Верхне-Лебедянском поднятии.

Более молодая (железисто-фосфатная) кора выветривания конца байкитского — начала криволучского времени, описанная на Лиственичном и Суломай-Лебяжинском поднятиях, сформировалась по песчаникам байкитской свиты и перекрыта фаунистически охарактеризованными отложениями криволучского яруса. На этой же территории повсеместно встречаются горизонты переотложенных продуктов кор выветривания.

Каолинитовая по составу верхней зоны кора выветривания конца байкитского — начала мангазейского времени описана на том же Верхне-Лебедянском поднятии. Она развилась по кварцевым песчаникам байкитской свиты и перекрыта фосфоритонными конгломератами, переходящими вверх по разрезу в породы, содержащие остатки фауны мангазейского времени.

Следующий этап мощного химического выветривания зафиксирован корой выветривания конца ордовикского — начала силурийского времени в районе р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски). Развившись по породам позднего ордовика, эта кора (гидрослюдисто-каолинитовая с фосфатами по составу верхней зоны) перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями лландоверийского возраста. Переотложенные ее продукты довольно широко развиты в бассейне р. Подкаменной Тунгуски.

В других районах Сибирской платформы отмечены переотложенные продукты кор выветривания, а также проявления полезных ископаемых, генетически связанных с корами выветривания (фосфориты среднего ордовика в Иркутском амфитеатре, на северо-западе платформы; железные руды также среднеордовикского возраста на юге Иркутского амфитеатра и в бассейне р. Мойеро, марганцевое оруденение ранне-среднеордовикского возраста).

За пределами Сибирской платформы сведения о корях выветривания и их осадочных производных чрезвычайно скудны. Известны бокситовые породы Исовского района Урала, залегающие на известняках и эффузивах низов раннего лудлова и перекрытые известняками верхних горизонтов раннего лудлова. В Средней Азии и на Урале к лудлову приурочены скопления наждаков.

В. И. Бгатов [11] в истории ордовикского и силурийского осадконакопления установил несколько периодов усиления процессов химического выветривания. Формирование осадков в эти периоды происходило при относительном выравнивании областей питания, где в ряде случаев шло формирование кор химического выветривания. Этим периодам соответствуют нижнечуньские, верхнечуньские — нижнекриволуцкие, нижнемангазейские, долборские, лландоверийские, средневенлокские и нижне-лудловские отложения. Зафиксированные элювиальными образованиями периоды формирования кор химического выветривания, как видно из изложенного, соответствуют временам преобладающего распространения трансгрессивных фаций. Лишь венлокский и лудловский уровни господства трансгрессивных фаций пока не подтверждены образованиями формации коры выветривания, что, возможно, объясняется слабой степенью изученности осадочных толщ Сибири этого возраста.

На Сибирской платформе коры выветривания де-вона, а также продукты их ближнего переотложения до сих пор не найдены. В других районах Сибири коры *in situ* девонского возраста встречаются также чрезвычайно редко. Так, в Барзасском районе Кузбасса установлена кора выветривания эйфельского возраста, образовавшаяся на нижнедевонских вулканогенно-осадочных отложениях [205]. Глинистые продукты выветривания представлены каолинитом, хлоритом и гидрослюда-

ми. На северо-востоке Салаира установлена [204] кора выветривания гидрослюдисто-каолинит-кремнистого состава, развитая на среднедевонских известняках и мергелях и перекрытая отложениями нижнего карбона.

Детальное изучение вещественного состава девонских отложений показало, что среди них распространены периодически повторяющиеся горизонты пород высокой зрелости.

Эти горизонты, выделенные Р. Г. Матухиным для девонских и нижнекаменноугольных отложений северо-запада Сибирской платформы, прослежены и в других структурно-фациальных зонах. Они локализуются на следующих стратиграфических уровнях: в средней части жединского яруса, на границе зигенского и эмского ярусов, в верхней части эмса — низах эйфельского яруса, верхних частях эйфельского, живетского и франского ярусов, а также в турнейском ярусе раннего карбона. В девонских отложениях Сибири (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Южно-Минусинская, Рыбинская, Назаровская впадины, Присяянский краевой прогиб, Виллюйская синеклиза) к этим уровням приурочены горизонты кварцевых песчаников, бокситы и бокситоносные породы, каолиновые глины, железные и марганцевые руды, фосфориты. Высокозрелые осадки локализуются обычно среди отложений трансгрессивных фаций, для которых характерно относительное увеличение роли кальцита и возрастание зрелости терригенных составляющих в осадках.

За пределами Сибири коры выветривания девонского возраста и продукты их переотложения описаны на Урале, в Киргизии, Казахстане, на Русской платформе. В пределах Северо-Уральского бассейна (СУБР) горизонты бокситов приурочены к основанию кобленца, эйфеля, живета [50]. В этом же районе в нижней части франского яруса локализуются бокситы, флинтклей и огнеупорные глины. В пределах Южно-Уральского бассейна бокситы приурочены к верхам франского яруса. На западном склоне Среднего Урала известны бокситы эйфельского и раннефранского возрастов. Кроме того, латеритные бокситы залегают между рифейскими карбонатными породами и нижнефранскими вулканогенно-осадочными образованиями. По данным А. М. Плякина [154], они имеют раннефранский возраст. В Киргизии известны бокситы живетского возраста [50]. Перечисленные возрастные уровни являются бокситоносными и в Западной Сибири. Так, на Салаире бокситы приурочены к основаниям жединского, кобленцкого и эйфельского ярусов. Кроме того, бокситоносные породы отмечены в середине эйфеля и в основании живета. На этих же уровнях известны и кварцевые песчаники.

В Центральном Казахстане [13] структурный элювий, образованный по среднедевонским порфиридам и перекрытый переотложенными продуктами элювия раннефаменского яруса, описан на марганцевом месторождении Есым-Джал. Как отмечает

А. У. Абдуллаев [1], в Тянь-Шане бокситы зафиксированы на границе эйфельского и живетского, франского и фаменского, турнейского и визейского ярусов.

Таким образом, несмотря на единичные случаи сохранности в девонских отложениях элювиальных образований, широкое развитие переотложенных продуктов кор выветривания, прослеженных примерно на одних и тех же возрастных уровнях в отдаленных друг от друга регионах, свидетельствует о широком развитии процессов химического выветривания в девонское время.

В отложениях доугленосного раннего карбона Сибирской платформы выделяется два уровня развития кор выветривания и продуктов их переотложения: позднеурнейский и визе-намюрский. Наилучшей сохранности коры выветривания этого возраста отмечены на юге (Канско-Тасеевская впадина, Илимско-Катский район) и востоке (междуречье Вилюя и Оленека, Мирнинский район). Коры выветривания развиваются по породам разного возраста (от кембрия до раннего карбона). Состав их довольно однотипен: это в основном гидрослюдисто-каолинитовые глины и кварц-кремнистые образования. Еще более широко развиты переотложенные продукты этих кор выветривания в виде флювиальных, огнеупорных глин, кварцевых песчаников. Элювиальные коры выветривания относятся в основном к турнейскому возрасту.

Наиболее уверенно датированные коры выветривания, развитые по породам нижнего турне, описаны в Канско-Тасеевской впадине. Коры выветривания визе-намюрского возраста устанавливаются преимущественно по высокозрелым переотложенным продуктам, залегающим в основании угленосной толщи. Эти горизонты кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов описаны почти повсеместно как базальные горизонты верхнепалеозойских отложений.

В Сибири начало раннекаменноугольного периода ознаменовалось трансгрессией морского бассейна и гумидизацией климата. Образование бокситов Восточного Таймыра связано именно с этим периодом. В других районах начало карбона также известно как бокситорудная эпоха. К этому возрасту относятся бокситы Тихвинского бассейна. Бокситоносный горизонт залегает на верхнедевонских глинах и перекрывается визейскими песчано-глинистыми породами. Бокситоносный горизонт Подмосквовного бассейна залегает в основании нижневизейской толщи. По мнению К. Н. Трубиной [196], латеритная кора выветривания Подмосквовного и Североонежского бассейнов формировалась с конца фаменского и до ранневизейского времени. К этому же возрасту принадлежат бокситы Тиманского кряжа, бокситоносная кора выветривания Белгородского района КМА. В раннем карбоне бокситовые месторождения известны на Урале (Журавлинское месторождение), в Киргизии [50]. В Китае, США (Аппалачский и Пенсильванский бассейны), в Уганде (Африка)

бокситы залегают в основании нижнекаменноугольной угленосной толщи.

Таким образом, раннекаменноугольное время характеризовалось развитием на огромных пространствах латеритных кор выветривания. На Сибирской платформе бокситоносные породы зафиксированы лишь на Таймыре. На остальной территории климатические условия, видимо, обусловили формирование кор выветривания кремнисто-каолинитового состава.

На Сибирской платформе элювиальные коры выветривания позднепалеозойского времени встречаются чрезвычайно редко. Уровни корообразования устанавливаются здесь по горизонтам пород высокой зрелости.

Наиболее древний уровень отмечен в конце раннего (визанжур) — начале среднего карбона. Он, как указано выше, зафиксирован лишь по высокозрелым осадкам этого возраста, залегающим на размытой поверхности разновозрастных толщ от кембрия до раннего карбона. В ряде районов платформы, особенно в ее восточной части, в основании катской (C_2 — C_3) свиты отмечаются кварцевые песчаники и гравелиты, и флинтклен.

Следующий уровень, приуроченный примерно к границе среднего и позднего карбона, выделен лишь по увеличению зрелости осадочных толщ. На Сибирской платформе этот уровень устанавливается достаточно уверенно и прослеживается во всех районах распространения пород этого возраста. На Северном Хараулахе в указанном стратиграфическом интервале также заметно увеличивается содержание высокозрелых компонентов (главным образом, кварца) в породах. В Кузнецком же бассейне увеличение зрелости пород на этом уровне почти не отмечается. Видимо, образование кор выветривания перед отложением верхнекаменноугольных осадков имело в значительной мере локальный характер.

Элювий каолинит-гидрослюдистого состава описан в бассейне р. Чуни, где он развивается по породам верхнекатской (C_3) подсвиты и перекрывается отложениями еробинской (P_1) свиты. В основании пермских отложений увеличение зрелости на Сибирской платформе отмечено почти повсеместно. Отчетливо этот уровень выделяется также в Кузнецком бассейне и Северном Хараулахе. Увеличение зрелости осадочных пород имеет место также в конце ранней перми или в пограничной зоне нижнего и верхнего отделов и в средней части поздней перми.

Наиболее отчетливые следы усиления химического выветривания отмечены на границе осадочных позднепалеозойских образований и туфолавовой толщи раннего триаса. Элювиальные коры выветривания преимущественно каолинитового состава и продукты их ближнего переотложения в виде каолинитовых глин известны в бассейне Подкаменной Тунгуски и в Норильском районе. Значительное увеличение зрелости осадочных пород на этом стратиграфическом уровне прослеживается повсе-

местно. Таким образом, на Сибирской платформе в позднем палеозое выделено 6 эпох образования кор выветривания. Из них только две (в начале и конце перми) фиксируются в разрезах формациями кор выветривания.

В общем для позднего палеозоя характерно преобладание — особенно для перми — геократического режима, поэтому активность процессов коро- и бокситообразования была довольно слабой. В СССР бокситы на границе раннего и среднего карбона известны в пределах Тянь-Шаня [1]. Рудный горизонт залегает на различных уровнях размытой закарстованной поверхности известняков раннего карбона и согласно перекрывается верхнебашкирскими известняками. При этом четко выражен региональный перерыв между нижним и средним отделами карбона. В предсреднекарбовое время развивалась латеритная кора выветривания по глинистым сланцам и терригенно-эффузивным породам, давшая материал для образования бокситов. Это убедительно подтверждается нахождением останцов латеритной коры выветривания, где установлена непосредственная связь бокситов с корой выветривания.

В Китае со среднекаменноугольными отложениями связаны месторождения бокситов, возникших при размыве латеритной коры выветривания в результате среднекаменноугольной трансгрессии [32]. В пределах Тянь-Шаня также отмечена бокситоносность пород из основания поздней перми. В. В. Липатовой [119] в восточной части Актюбинского Приуралья между нижним и верхним отделами перми отмечается древняя кора выветривания. По данным Е. К. Герасимова, в Котельнической опорной скважине (Русская платформа) уфимские отложения поздней перми залегают на интенсивно выветрелой поверхности пород кунгурского яруса.

Бокситы пермского возраста известны в Китае, где они залегают в нижней части песчано-сланцевой пермской толщи. В Кампучии бокситы залегают в известняках верхней перми [141]. По данным А. У. Абдуллаева [1], в Средней Азии выделяется позднепермская континентально-угленосная бокситоносная формация. В пределах Памира бокситы отмечены в основании раннетриасовой толщи. В южном Тянь-Шане в Мадыгенской мульде известны бокситы позднепермского возраста.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса Ф. Е. Лапчик [111] выделяет пермскую кору выветривания, образованную за счет терригенных пород ранней перми и перекрывающую отложениями триаса. В. Н. Барбашинской [9] описана кора выветривания под осадками триаса в Тургайской впадине.

На рис. 2 дано сопоставление палеозойских уровней перетолженных продуктов, кор выветривания (высокозрелые породы), реликтов элювиальных образований и некоторых полезных ископаемых, связанных с корами выветривания. На этом же

рисунке отражены стратиграфические уровни распространения в Евразии бокситов и бокситоносных пород. Эти полезные ископаемые, тесно связанные с формацией коры выветривания, наиболее полно освещены в литературе. Как видно из рис. 2, не-

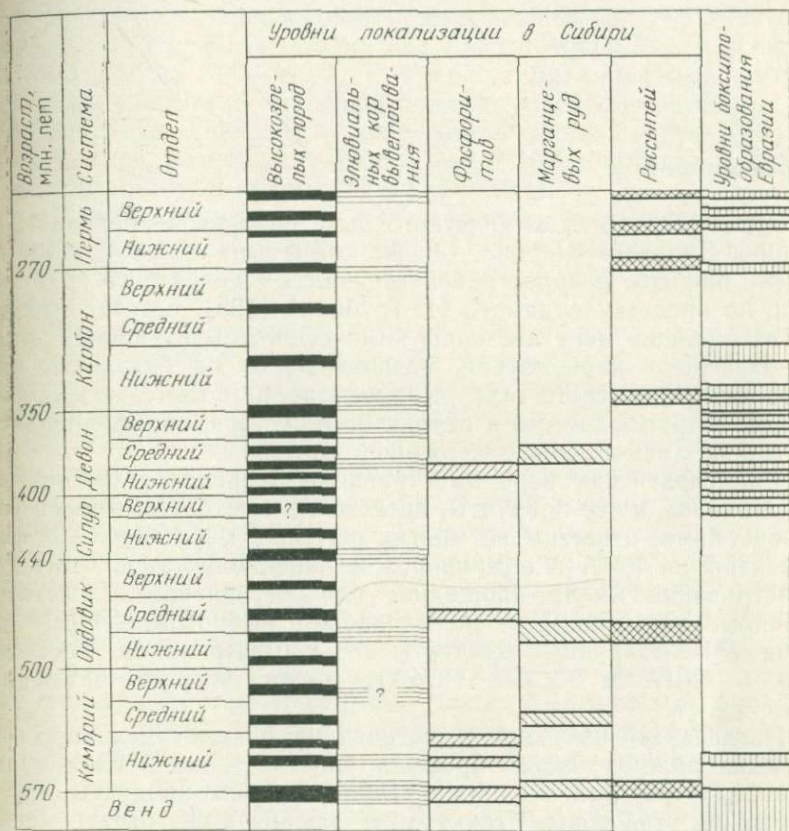


Рис. 2. Палеозойские уровни локализации формаций кор выветривания и связанные с ними полезные ископаемые

смотря на некоторые отклонения, наблюдается довольно удовлетворительное совпадение стратиграфической приуроченности всех перечисленных геологических образований, более или менее тесно связанных с корами выветривания. Однозначные выводы в ряде случаев затрудняются несовершенством региональных стратиграфических схем, и тем более межрегиональных стратиграфических сопоставлений.

Как следует из рис. 2, периодическое усиление процессов химического выветривания на территории Сибири фиксируется в среднем примерно через 20 миллионов лет, порой сокращаясь до 15 и удлиняясь до 26 млн. лет.

Докембрийские и палеозойские формации кор выветривания Сибирской платформы

Докембрий

Архей. Процессы химического выветривания в пределах Сибири и Дальнего Востока, так же как и на всем земном шаре, имели широкое распространение начиная с архейского времени. Так, по представлениям К. Н. Трубиной [198], в архее известны по крайней мере две коры химического выветривания: раннеархейская — карбонатная, развивавшаяся на базальтах при избытке углекислого газа в атмосфере, и позднеархейская — окисно-гидрослюдистого и силикатного состава, образовавшаяся в условиях атмосферы, содержащей кислород.

Раннеархейская кора выветривания в пределах Сибири не сохранилась, но ее продукты, представленные сидеритовыми образованиями, известны во многих регионах мира. В СССР они отмечены на КМА и в Криворожье. Предполагается, что кора выветривания имела площадное распространение и местами перекрывалась лавами и взрывными выбросами. Переотложенные железорудные продукты коры выветривания, отмеченные в США и СССР (КМА), имеют возраст примерно 3 млрд. лет.

Позднеархейская кора выветривания в виде уцелевших от размыва нижних частей профиля уцелела лишь в единичном числе случаев. Более широко распространены продукты переотложения этой коры. Структурный элювий в результате метаморфизма превращен в магнетит-гематитовые, каолинит-дикиитовые, силлиманитовые, андалузитовые, кианитовые и даже диаспоровые образования.

В качестве примера метаморфизованной коры выветривания С. М. Алешиным [3] рассматриваются силлиманитовые гнейсы Китайского месторождения. Оно приурочено к слюдянской гнейсо-сланцевой серии архейского возраста и находится в бассейне р. Кытоя в Восточном Саяне. В силлиманитовых гнейсах этого месторождения содержания алюминия и титана увеличиваются вверх по разрезу. Так, в нижней части разреза содержание Al_2O_3 достигает 18,24%, а в верхней оно возрастает до 30—32%. Снизу вверх увеличивается и содержание силлиманита (от 15 до 40%). Обращает на себя также внимание прямая зависимость в поведении алюминия и титана в профиле выветривания, кото-

2541

рая сохраняется даже в условиях высокой степени метаморфизма. По данным С. М. Алешина [3], некоторые породы в рассматриваемом разрезе коры выветривания представляли собой слабожелезистые гидрослюдистые глины с примесью кварцевых зерен. Средний химический состав отдельных проб из этих пород показал следующие результаты: SiO_2 65,16%; TiO_2 0,79%; Al_2O_3 24,72%; Fe_2O_3 0,74%; FeO 2,14%; MgO 0,23%; CaO 0,17%; Na_2O 1,20%; K_2O 2,49%. В процессе метаморфизма исходные породы испытали минералогические преобразования и были превращены сначала в кварц-двуслюдяные гнейсы (50—55% мусковита, 35—40% кварца и около 10% биотита), а затем в силлиманитовые кристаллические сланцы.

С корой химического выветривания, проявившейся в позднем архее, Д. П. Сердюченко [172] связывает железорудные и высокоглиноземистые и высокометаморфизованные образования.

Мощные протяженные пласты и линзовидные тела силлиманитовых гнейсов и сланцев (биотитовых, кордиеритовых, гранатовых, графитовых) в ассоциации с силлиманитовыми кварцитами хорошо известны в Южной Якутии в бассейне р. Иенгры [173]. В иенгрской серии докембрия они приурочены к ее верхним частям, главным образом к верхнеалданской и, в меньшем количестве, к федоровской свитам, соответствуя, по-видимому, этапам формирования и переотложения глинистого и песчаного материала древних кор выветривания. Высокоглиноземистые сланцы содержат примесь рутила, апатита, магнетита и гематита, местами — акцессорного монацита и сванбергита. Виридиновые кварциты, переслаиваясь с гематитовыми и мангановиллитовыми разностями, занимают определенный горизонт в нижней части кварцитовой толщи. Марганцевый андалузит образует линзы, полосы и скопления неправильной формы.

На других участках по р. Иенгре распространены линейно-вытянутые коренные и делювиальные выходы корунд-кванитовых пород с примесью маргарита, рутила, диаспора и турмалина; местами они подверглись регрессивным метасоматическим изменениям и представляют уже хлорит-корундовые или мусковит-корундовые разности [172].

По данным Д. П. Сердюченко [172], подобный же генетический характер имеет Гематитовое месторождение, расположенное в верховье р. Леглиер и приуроченное к иенгрской серии центральной части Алданского щита. Рудное тело, залегающее согласно с вмещающими силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми и кордиеритовыми гнейсами, гематитовыми кварцитами и параамфиболитами, имеет форму линзы и состоит из чередующихся тонко- или среднезернистых силлиманитовых, силлиманит-гематитовых и гематитовых кварцитов и кварцито-гнейсов (с тонкослоистой или массивной текстурой). Особенностью гематитовых руд Гематитового месторождения является их повы



шенная титанистость которая на два порядка превосходит титаноносность гематитовых руд в некоторых архейских магнетитовых месторождениях.

По мнению Д. П. Сердюченко, гематитовые руды Алдана представляют собой глубоко метаморфизованные древнейшие (сохранившиеся *in situ* или делювиальные) продукты выветривания железистых и полевошпатовых (гранитного или гнейсогранитного типа) пород.

В Якутии к продуктам коры выветривания могут быть отнесены Чайнытское и Джилиндинское месторождения наждака [106, 137, 143], приуроченные к толще дислоцированных кристаллических сланцев, содержащих в своем составе прослойки силлиманит-кианитовых пород и тесно с ними связанных кварцитов и гнейсов. Тела наждаков имеют форму гнезд, отдельных линз и залегают в четко стратифицированном горизонте гнейсов чайнытской свиты. Они сложены корундом, кианитом, дистеном, мусковитом и маргаритом. Генезис обоих месторождений считается метаморфическим [137]. Исходными продуктами для пород месторождений послужили каолиновые глины, содержащие линзы бокситов. По Р. А. Мусину [137], образование корунда могло произойти лишь при метаморфизме минералов свободного глинозема, в то время как за счет высокоглиноземистых пород могли возникнуть только высокоглиноземистые кристаллические сланцы типа силлиманит-дистенового и др. Е. А. Кулиш [107] считает корундиты Чайнытского и Джилиндинского месторождений продуктами метаморфизма латеритной коры выветривания.

По мнению Е. А. Кулиша [106, 107], в пределах Байкальской и Становой подвижных зон имелись стабильные поднятия и пенеплены с широким развитием коры выветривания каолинового и реже гидрослюдистого профиля. Продукты их размыва нашли отражение в осадочных толщах западной части Алданского щита, где они представлены железными рудами, высокоглиноземистыми сланцами и кварцевыми песчаниками, в составе которых имеют место россыпи устойчивых к выветриванию минералов, а также скопления марганцевых, бокситовых и других образований.

В пределах Байкальского нагорья (Мамско-Чуйский район) в осадочно-метаморфической кварцито-гнейсовой свите раннего докембрия биотитовые сланцы, кварциты и гранат-серицит-хлоритовые сланцы пластуется с магнетит-дистен-хлоритовидными кварцевыми сланцами с ярко-голубым лазулитом, турмалином, апатитом и гранатом. Дистен-хлоритоидные породы в свою очередь хорошо расчленяются на мусковит-дистеновые, дистен-хлоритоидные, магнетит-хлоритоидные пачки. Лазулит развит главным образом в существенно дистеновых породах, но отсутствует в хлоритоидных слоях. Очевидно, он образовался здесь в условиях кианитовой субфации амфиболитовой фации

метаморфизма. Здесь, как и в других случаях, ассоциация алюминий — железо — фосфор унаследована от материнских железистых и высокоглиноземистых фосфорсодержащих осадков, входящих в формацию древней коры выветривания вместе с кварцевыми песками.

В пределах Таймырской складчатой зоны к продуктам коры выветривания следует отнести нижнекарскую свиту гнейсов, включающих силлиманитовые и кордиеритовые разности.

На Анабарском щите с эпохой архейского корообразования, по-видимому, связаны железные руды, известные среди гранат-пироксен-магнетитовых сланцев долдынской серии.

На Енисейском крыже к архейской коре выветривания следует отнести высокометаморфизованные породы, формирующие линзы и прослои высокоглиноземистых кордиеритовых, кордиерит-силлиманитовых, гранат-кордиеритовых и дистенсодержащих гнейсов, залегающих среди гнейсов атамановской свиты канской серии. Среди высокоглиноземистых пород преобладают кордиеритовые разности, содержащие в своем составе до 25% кордиерита. В других разновидностях высокоглиноземистых пород, помимо кордиерита, таким же распространением пользуются силлиманит, андалузит и дистен. Кроме этих минералов Ю. И. Парфенов и Э. Б. Наливкина на двух участках установили присутствие зерен корунда. Породы атамановской толщи, по-видимому, представляющие продукты размыва коры выветривания доятулийского времени, прорываются таракскими гранитами, имеющими, по данным М. И. Волобуева, возраст 1850 ± 100 млн. лет.

Ранний и средний протерозой. Раннепротерозойские коры выветривания установлены [128, 129] в Байкальской горной области, где они представлены дезинтегрированными гранитами и серицит-кварцевыми образованиями, перекрытыми породами акитканской серии раннего протерозоя. Высокая степень метаморфизма ранне- и среднепротерозойских осадков не позволяет наметить четкие границы эпохи корообразования, но приуроченность ряда полезных ископаемых к примерно одинаковым стратиграфическим уровням позволяет говорить о наличии таких эпох. Наиболее ярко это выразилось в распределении месторождений железа, связанных с железисто-кремнистой (джеспилитовой) формацией, которая рассматривается как главная эпоха формирования железных руд (Восточный Саян, Байкальская горная область, районы Северо-Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья, Средне-Витимская горная область), а также высокоглиноземистых кристаллических сланцев (дистеновых и силлиманитовых), развитых среди пород сарминской серии раннего протерозоя. Содержание дистена достигает 18—22% [41].

В Ханкайском массиве в верхах иманской серии, наряду с магнетитовыми кварцитами, широко распространены гранат-

кордиеритовые, гранат-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы.

Месторождения высокоглиноземистых (дистеновых и силлиманитовых) сланцев известны в Восточном Саяне и в Присаянье (бирюсинская толща), в южной части Восточного Саяна и в Хамар-Дабане (хангарульская толща). В среднем протерозое Байкальской горной области и Восточного Саяна широко развиты месторождения гематитов и сидеритовых руд, приуроченных к карбонатным толщам. Высокоглиноземистые кварц-слюдяные сланцы с дистеном, ставролитом, гранатом и силлиманитом известны в свите хр. Карпинского и пенченгинской свите на Енисейском кряже. В Забайкальской складчатой зоне в нижней толще среднего протерозоя широко развиты кристаллические сланцы и гнейсы с гранатом, андалузитом, кордиеритом, силлиманитом, а также кварциты и хлоритовые породы.

Ранний рифей. Процессы химического выветривания, соответствующие этой эпохе, нашли свое отражение в многочисленных проявлениях сохранившейся коры выветривания и в разнообразных продуктах ее переотложения (см. рис. 1). Кора выветривания раннерифейского возраста часто характеризуется площадным распространением, большой мощностью и высокой степенью химического разложения горных пород. Ее продукты известны во многих районах Сибири, но наиболее полно представлены на Анабарском щите (предмукунская кора), в Витимо-Патомском нагорье (предпурпольская кора) и на Алданском щите (предгонамская кора) [46, 63, 65, 67, 128, 129, 157, 181, 182, 225]. Небольшие ее проявления известны и на Енисейском кряже.

На Анабарском щите реликты предмукунской коры химического выветривания впервые обнаружены Е. И. Подкопаевым в 1956 г. и несколько позднее описаны Л. С. Егоровым. В 1961 г. Л. П. Смирнов [181, 182] выявил несколько новых точек коры, развитой на кристаллических породах архейского возраста, вдоль северной части щита (в бассейнах рр. Фомича и Рассохи), продукты которой он объединил в кельгитскую свиту. В этом же году Г. И. Иванов [79] установил кору выветривания по р. Котуйкану. На юго-восточном склоне Анабарского поднятия кора химического выветривания описана Э. Л. Шамшиной и Л. В. Никишовой [218]. По данным указанных исследователей, в изученных проявлениях от коры выветривания сохранились только корневые части, имеющие линейную форму тел, трансгрессивно перекрытые отложениями мукунской серии раннего рифея с абсолютным возрастом 1480—1550 млн. лет [181].

По данным Л. П. Смирнова [181], в бассейнах рр. Фомича и Рассохи реликты коры сохранились в наиболее опущенных блоках. На возвышенных участках местами присутствует только нижняя часть ее разреза. На современной поверхности щита широко распространены линейные коры выветривания с сохра-

нившейся мощностью до 30 м, что является следствием различной глубины денудационного среза в домукунское время. В пониженных участках домукунского рельефа, представляющих собой ложе широких эрозионных долин, наблюдаются продукты коры, испытавшие незначительный перенос, о чем свидетельствует неокатанность и плохая сортировка материала. Мощность таких образований не превышает 10 м. Предмукунскому выветриванию были подвержены амфиболовые, амфибол-пироксеновые, пироксеновые, биотит-гранатовые гнейсы, плагиогнейсы и их катаклазированные разновидности. В профиле сформировавшейся коры четко выделяется зональное строение (снизу вверх): 1) зона начальной стадии выветривания гнейсов, мощность 8 м; 2) зона преимущественного развития гидрослюд, мощность 5 м (при развитии гидрослюд на катаклазированных гнейсах мощность зоны местами достигает 25 м); 3) зона преимущественного развития каолинитов, мощность 15 м; 4) зона ожелезнения, мощность 0,15—0,20 м.

Гнейсы начальной стадии выветривания макроскопически отличаются от свежих гнейсов наличием мелкой трещиноватости и частичного замещения плагиоклаза и темноцветных минералов вторичными продуктами. Зоны преимущественного развития гидрослюд и каолинитов представлены соответственно кварц-гидрослюдистыми и кварц-каолинитовыми породами. Породы имеют неравномерно зернистое строение, сиренево-серую или лилово-серую окраску и сланцеватое сложение. Структура кристаллическая с реликтами гранобластовой или катакластической. Местами наблюдаются реликты полосчатой текстуры. В реликтах — кварц (15—50%), местами полевые шпаты (до 10%) с псевдоморфными образованиями вторичных продуктов по темноцветным минералам (50%), а также аксессуарные минералы, характерные для гнейсов. Основная масса имеет микроили скрытозернистое строение и сложена гидрослюдой, каолинитом, продуктами каталитической грануляции кварца и полевых шпатов (до 10%) и гидроокислами железа (3—5%). Имеется немного серицита, барита, магнетита, лейкоксена и кварца. В шлифах наблюдается постепенное увеличение количества основной массы и уменьшение реликтовых зерен вверх по разрезу.

Для зоны ожелезнения характерно появление железистых корок на кварц-каолинитовых породах. Железистые корки представляют собой тонкозернистые пористые породы ржаво-бурого цвета сланцеватого сложения, в которых различается бобовое строение. В их составе отмечаются гётит (85%), кварц (10%), магнетит (4%) и гидрогематит (1%).

Породы слабо смещенной коры выветривания, макроскопически сходные с элювиальными образованиями, имеют псаммитопсефитовую структуру и неясно сланцеватое сложение. В их составе различаются неокатанные обломки выветрелых пород

(размерами 0,8—10,0 мм), цементированных кварцем, окислами и гидроокислами железа. Эти породы с постепенным переходом перекрываются отложениями мукунской серии.

В 1968 г. Л. П. Смирновым опубликован материал детального изучения коры выветривания, развитой по биотит-гранатовым и пироксеновым гнейсам бассейна р. Рассохи. Структурный элювий по биотит-гранатовым гнейсам наиболее полно обнажен в правом борту р. Налим-Рассохи, в 2 км выше устья р. Кенгеда, где он перекрывается горизонтально залегающими мукунскими песчаниками раннерифейского возраста. Продукты выветривания пироксеновых гнейсов зафиксированы также в террасовых склонах низовий долины р. Кельгита, левого притока р. Кюнгюй-Рассохи.

По составу гипергенных минералов в сводном профиле коры выветривания по обоим вышеуказанным проявлениям намечается следующее зональное строение (снизу вверх): 1) зона слабо измененных пород — примерно 15 м; 2) зона развития хлорита или цеолита 4,0—7,0 м; 3) зона преобладающего развития гидрослюд 5,5—6,0 м; 4) зона каолинита 6,0 м; 5) зона ожелезнения 0,4 м.

В коре выветривания по биотит-гранатовым гнейсам зона каолинита выпадает из разреза. Но, в отличие от коры выветривания, на пироксеновых гнейсах здесь присутствует зона ожелезнения, которая образовалась по породам гидрослюдистой зоны, испытавшим в предмукунское время дальнейшее выветривание. В профиле коры по пироксеновым гнейсам не получила широкого развития и зона хлоритов, что объясняется замещением полевых шпатов цеолитами на первой стадии химического выветривания. Все выделенные зоны не имеют четких горизонтальных границ, что является следствием интенсивного избирательного выветривания, обусловленного текстурными особенностями и составом исходных горных пород.

Общая характеристика разрезов коры выветривания, развитой по биотит-гранатовым и пироксеновым гнейсам, а также данные по химическому составу продуктов выветривания приводятся в табл. 1—4.

Анализируя приведенные данные, следует учитывать наблюдавшиеся послойные изменения минералогического состава гнейсов, а также избирательность химического выветривания, что порой может существенно влиять на характеристику описываемых зон. Однако, несмотря на это, табл. 1—4 в основном показывают достаточно хорошую согласованность петрографических и химических данных. Можно заключить, что выветривание по обоим разновидностям гнейсов носило каолинитовый характер.

По мнению Л. П. Смирнова [182], верхняя зона коры выветривания в последующем претерпела значительные преобразования, которые проявились в выносе глинозема и кремнезема из зоны ожелезнения и в полном замещении гетитом кварц-каоли-

Характеристика профиля выветривания биотит-гранатовых гнейсов, по Л. П. Смирнову [192], по среднему составу пород

Средняя мощность, м	Зона выветривания	Характеристика породы			
		Текстура	Структура	Цвет	Минеральный состав
0,4	Ожелезнения	Гнейсовидная Гранобластовая, катакластическая полосчатая		Вишнево-бурый	Основная масса: гидроокислы железа, гидрослюда, галлуазит, каолинит, кварц, лейкоксен. В подчиненном количестве: а) минералы материнской породы — кварц, апатит, циркон; б) наложенные — гидрослюда, гематит
5,5	Преимущественного развития гидрослюда			Сиренево-серый	Основная масса: гидрослюда, галлуазит, каолинит, окислы и гидроокислы железа, кварц, хлорит, вермикулит, лейкоксен. В подчиненном количестве: а) минералы материнской породы — кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, биотит, ильменит, апатит, циркон; б) минералы наложенные — гидрослюда, гематит
7,0	Преимущественного развития хлорита			Зелено-серый	Основная масса: полевые шпаты, кварц, биотит. Аксессуары — гранат, ильменит, магнетит, апатит, циркон, монацит. В подчиненном количестве: а) минералы коры — хлорит, гидрослюда, галлуазит; аксессуары — пирит, гематит, лейкоксен, вермикулит, кальцит, соссюрит; б) минералы наложенные — гидрослюда
15,0	Слабо измененных пород			Серый	Основная масса: полевые шпаты, кварц, биотит, гранат; аксессуары — ильменит, магнетит, апатит, циркон, монацит. Минералы коры — вермикулит, хлорит, гидрослюда, карбонат, рутил, анатаз, лейкоксен

Характеристика профиля выветривания пироксеновых гнейсов, по Л. П. Смирнову [182]

Средняя мощность, м	Зона выветривания	Характеристика породы			
		Текстура	Структура	Цвет	Минеральный состав
6,0	Преимущественного развития каолинита	Гнейсовидная, полосчатая			Основная масса: каолинит, гидрослюда, галлуазит, кварц, гидроокислы железа. В подчиненном количестве: апатит, циркон, гидрослюда
6,0	Преимущественного развития гидрослюда		Катакластическая	Лилово-серый	Основная масса: гидрослюда, хлорит, галлуазит, каолинит, кварц, гидроокислы железа. В подчиненном количестве: кварц, калиевый полевой шпат, циркон, гидрослюда
4,0	Преимущественного развития цеолитов		Гранобластная катакластическая с участками каталитической	Розовато-серый, зеленовато-серый	Минералы коры — цеолит первой генерации, хлорит, ангидрит, селадонит, изредка монтмориллонит, цеолит второй генерации, альбит. Минералы материнской породы — кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и гематит в псевдоморфозах по пироксену. Акцессории — апатит, циркон, магнетит
2,5	Слабо измененных пород		Гранобластная катакластическая	Серый, розовато-серый	Основная масса: кварц, полевые шпаты, пироксен, амфибол, биотит и гематит. Акцессории — апатит, циркон, магнетит. Минералы коры — хлорит, антигорит, карбонат, селадонит

нитовой породы. В зоне ожелезнения, так же как и в каолини-
товой, порой содержится до 1% свободного глинозема [64]. Об-
щее содержание глинозема в коре не превышает 20%, что
Л. П. Смирновым объясняется вторичным окварцеванием и вы-
носом глинозема при разложении каолинита в зоне эпигенеза.

Кора выветривания, описанная Э. А. Шамшиной и Л. В. Ни-
кишовой [218] на юго-восточном склоне Анабарского поднятия
в левобережье Мюнюсээх (верховья р. Малой Куонамки) в
0,5 км ниже устья р. Батыйаалах, имеет следующее строение
(снизу вверх):

- | | |
|---|---------|
| 1) древесно-глинистые образования, содержащие обломки пород, пластинок биотита, зерен кварца и разрушенного плагиоклаза с реликтами текстуры и структуры исходных пород. Видимая мощность | 0,5 м |
| 2) древесно-глинистые продукты без следов первичной слоистости | 0,45 .. |
| 3) красно-бурая вязкая пластичная глина с глыбами метаморфиче-ских пород | 0,35 .. |

На размытой поверхности коры залегают мукунские песча-
ники позднего протерозоя. Мощность коры выветривания, раз-
витой на гиперстеновых и плагиоклазовых гнейсах, достигает
10—15 м. В реликтах вышеуказанных гнейсов, сохранившихся
в коре выветривания, наблюдается хлоритизация темноцветных
минералов и серицитизация плагиоклазов. Состав тяжелой
фракции 1 и 2 слоев аналогичен (50—60% биотита, немного
эпидота, пироксена, роговой обманки и апатита). Тяжелая фрак-
ция 3 слоя представлена ильменитом (70%) и апатитом (25%).
Минералогический состав тяжелой фракции 1 и 2 слоев свиде-
тельствует о том, что нижние слои описанного разреза представ-
ляют собой измененные первичные породы, а верхний — сфор-
мировался за счет перемыва в предмукунское (среднепротеро-
зойское) время нижних слоев и дополнительного привноса тер-
ригенного материала с окружающих территорий.

Глинистая фракция, изученная под электронным микроско-
пом, рентгеноструктурным и термическим анализами, в нижней
части профиля представлена монтмориллонитом. Под электрон-
ным микроскопом в ней различаются хлопьевидные агрегаты.
Размер частиц 0,2 мк, а агрегатов до 3 мк. В основной массе
наблюдаются редкие изометричные частички, которые можно
называть гидрослюдой. Таким образом, кора выветривания, об-
наруженная на юго-восточном склоне Анабарского поднятия,
имела, по-видимому, монтмориллонитовый состав и, по мнению
Э. А. Шамшиной и Л. В. Никишовой, формировалась в аридных
условиях. Красная глина из 3 слоя, представленная гидрослю-
дой, образовалась по монтмориллониту нижней части профиля
коры выветривания.

На всех изученных участках кора выветривания перекрыта
неметаморфизованными конгломератами и гравелитами кварце-
вого состава, кварцевыми, кварцитовидными, каолинит-кварце-

выми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, слагающими му-
кунскую серию мощностью до 800 м.

В бассейне р. Котуйкана по р. Вюрбюр в верхах ильинской
свиты нижней части мукунской серии рифея А. И. Забиякой и

Химический состав пород по разрезу коры биотит-

Рассто- яние по вертикали от кровли коры, м	Зона выветривания	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
0,4	Ожелезнения	69,50	0,40	16,90	4,37	1,20
0,8*	Гидрослюд	70,02	0,37	16,45	2,94	0,95
3,2		72,40	0,35	16,30	2,06	0,70
4,8	Хлорита	68,30	0,45	13,40	5,45	1,13
6,4*		66,50	0,38	15,85	1,70	2,97
8,0		62,80	0,40	14,90	1,51	5,50
9,2		65,60	0,46	14,70	1,96	5,00
15,6*	Слабо изме- ненных пород	68,00	0,56	12,30	2,49	3,43
20,6		67,00	0,37	12,10	4,41	3,34
29,6		68,00	0,44	14,51	1,81	4,38

* Данные полного химического анализа; в остальных — окислы Si, Ti, Al, Mg, Ca, Mn

Химический состав пород по разрезу коры выветривания пироксеновых гней-

Расстояние по вертикали от современной денудационной поверхности, м	Зона выветривания	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
0,3	Каолинита	65,00	1,20	18,00	9,10
4,5		78,80	0,60	10,00	5,24
8,5	Гидрослюды	80,00	0,21	11,60	1,55
9,7		73,60	0,14	14,60	2,25
10,5		72,60	0,14	13,70	1,30
14,7	Цеолитов	66,20	0,50	15,60	2,79
17,8	Слабо измененных пород	63,50	0,89	16,50	6,51

Н. И. Коробовой [64] обнаружен 6,5-метровый покров оливино-
вых диабазов, испытавших интенсивное химическое выветрива-
ние. Диабазы перекрыты кварцевыми песчаниками и гравелита-
ми верхней подсвиты ильинской свиты. Горизонтально расслоен-

ные диабазы в буровато-фиолетовой основной массе содержат реликты порфировидных зерен плагноклаза, нацело замещенного глинистыми минералами. Под микроскопом видна порфировая структура с офитовой или пилотакситовой основной массой,

Таблица 3

гранатовых гнейсов, по Л. П. Смирнову [182], вес. %

MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
0,25	1,20	0,03	3,30	0,07	—	2,80	100,02
0,30	1,32	Сл.	4,68	0,06	0,14	3,20	100,44
0,30	1,20	0,03	5,56	0,11	—	1,13	100,14
0,20	1,90	0,03	5,69	0,13	—	3,52	99,60
0,38	2,20	Сл.	8,23	0,16	0,14	2,39	100,90
0,10	2,90	0,03	6,94	0,27	—	4,38	99,73
0,10	2,10	0,03	7,71	0,33	—	2,00	99,99
2,90	3,00	0,11	2,65	1,90	—	3,17	100,51
1,90	2,60	0,03	3,67	2,19	—	2,08	99,69
1,02	2,90	0,07	3,95	1,84	0,14	1,39	100,45

определены спектральным анализом.

Таблица 4

сов, по Л. П. Смирнову [182], вес. %

FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
0,49	0,03	0,04	1,10	2,02	0,08	0,89	2,34
0,86	0,03	0,04	0,30	1,55	0,08	0,53	2,88
0,61	0,03	0,40	0,10	2,83	0,13	0,43	3,09
1,26	0,03	0,50	0,20	5,05	0,20	0,59	1,91
1,48	0,03	0,50	0,40	7,17	0,30	0,80	1,60
4,36	0,05	1,80	1,80	3,86	2,14	0,48	1,24
3,00	0,07	2,60	4,30	2,23	3,16	0,42	0,64

представленной слабо просвечивающим агрегатом гидрослюда-каолинит-гидрогематитового состава. Темноцветные минералы не сохранились, но по реликтовым формам угадываются оливин и реже пироксен. Выветрелые диабазы содержат 35,18%

кремнезема, 28,23% глинозема и 27,77% окисного железа (табл. 5). А. И. Забияка и Н. И. Коробова полагают, что процесс химического выветривания на анабарских эффузивах развивался по латеритному типу с интенсивным выносом кремния, кальция, магния, натрия, фосфора, калия и накоплением алюминия, титана и железа. Их выводы базируются на данных химического анализа, приведенных в табл. 5.

О проявлении раннерифейского выветривания в пределах Енисейского кряжа свидетельствуют продукты размыва коры выветривания, фиксируемые в разрезе кординской свиты раннего рифея. К более поздним этапам этой эпохи корообразования можно отнести продукты выветривания, развитые на порфирах ковригинской свиты раннего рифея [100] в приустьевой части кл. Оленьего. При выветривании полевые шпаты замещаются кварц-серицитовым агрегатом. Выше по разрезу постепенно утрачиваются первичная структура, а отдельные кристаллы дробятся на мелкие обломки. Конечным продуктом изменения являются фиолетово-зеленые, реже пятнистые сланцеватые породы серицитового состава с обломками кварца. Все продукты коры выветривания вторично серицитизированы (серицитизация, вероятно, развивалась по каолиниту). Содержание железа увеличивается в 3—4 раза по сравнению со свежими порфирами. Выветрелые порфиры ковригинской свиты перекрываются отложениями свиты кл. Оленьего, которые Ф. П. Кренделев также относит к раннему рифею. Это обстоятельство и послужило основанием для отнесения измененных порфиров к позднепротерозойской коре выветривания.

Более интересные материалы получены Г. Н. Черкасовым [64] по р. Чапе, где им описаны измененные эффузивы среднего состава (табл. 6), образующие покров, залегающий внутри кординской свиты. Покров имеет неровную размытую поверхность, за счет чего его мощность изменяется от 5 до 2 м. Как показали химические анализы, при выветривании исходные породы полностью потеряли Na и K, резко уменьшилось количество Ca, уменьшилось, но в меньшей мере, и количество Mg. Наряду с этим уменьшилось содержание Fe, Ti, Al и частично Si. В верхней ожелезненной зоне фиксируется значительная карбонатизация. Определение свободного глинозема из разных горизонтов того же покрова показали следующие содержания: 1) из зоны охр, на 4,6 м от почвы покрова 1,68% (обр. 2324); 2) на 3,2 м от почвы покрова 4,56% (обр. 860); 3) на 0,8 м от почвы 1,4% (обр. 2325) и 4) из почвы покрова 0,87% (обр. 2327). Приведенные анализы показывают, что обогащение свободным глиноземом идет снизу вверх, однако в зоне охр наблюдается резкое понижение содержаний Ti, Al (в т. ч. и свободного глинозема) и закисного железа, что, по-видимому, является следствием си-ферритового выветривания [95].

Химический состав диабазов, вес. %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Ba ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	ZrO ₂
Латеритизированный оливиновый диабаз (р. Вюрбюр)	35,18	28,23	2,07	27,77	0,21	0,30	0,42	0,12	0,91	0,11	0,06	0,05	0,02	0,02
Диабаз (среднее значение по Дели)	50,48	15,39	1,45	3,89	7,78	8,94	5,79	0,2	0,97	0,07	0,27	—	—	—

Таблица 6

Химический состав измененного эффузивного покрова, вес. %

Место отбора и № обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.
Зона охр, 2324	20,89	7,72	0,51	4,33	13,78	0,75	16,21	8,90	—	—	—	0,08	0,40	16,21
Измененный эффузивный покров, 860	23,03	16,76	4,57	1,80	23,71	0,61	1,60	6,47	—	—	—	—	—	—
Почва эффузивного покрова, 2325	20,76	10,01	3,08	1,61	17,28	0,59	11,73	9,00	0,14	0,78	Сл.	0,41	0,32	24,27

Переотложенные продукты коры выветривания в Енисейском кряже широко развиты в составе кординской свиты сухопитской серии. В ее основании в целом ряде разрезов фиксируются кварцевые гравелиты и песчаники, которые, как показал Ю. А. Чернов, представлены главным образом зернами кварца и обломками кварцита. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, апатит и аутигенный турмалин.

Выше по разрезу в нижней и, особенно, в средней частях кординской свиты среди кварц-хлоритовых, кварц-сланцевых и других разновидностей сланцев начинают преобладать кварциты и кварцитовидные песчаники (пачки мощностью до 40 м), состоящие на 85—90% из зерен кварца, сцементированных кремнеземом. В восточной части Енисейского кряжа в составе свиты широко распространены «углистые» сланцы с включениями крупнокристаллического хлоритоида, составляющего местами до 40% от объема породы.

В районе р. Панимбы Л. Т. Олангаев и другие среди кварцбиотитовых и кварц-хлоритовых сланцев отмечают прослой и два крупных тела андалузитовых сланцев, содержащих SiO_2 54,6—65,5%; Al_2O_3 14,16—19,60%; Fe_2O_3 5,5—9,3%; TiO_2 0,8—0,98% и др.

Таким образом, наличие в кординской свите мощных пачек кварцевых пород, андалузитовых сланцев внутри формационных кор, а также повышенное содержание железа и свободного глинозема свидетельствуют о том, что она формировалась в эпоху проявления процессов интенсивного химического выветривания.

В пределах Патомского нагорья кора выветривания, описанная В. К. Головенком [45], особенно четко фиксируется на гранитах, подстилающих тепторгинскую серию позднего протерозоя. Кора имеет мощность 20—25 м и представлена зеленовато-серыми или светлыми рассланцованными гравелитами с серицитовым цементом. В верхней части гравелиты имеют осадочный облик, но переход к гранитам постепенный. Кора выветривания перекрывается отложениями тепторгинской серии, нижняя часть которой представлена пурпольской свитой; последняя сложена переотложенными продуктами коры выветривания. В типичном разрезе пурпольская свита имеет трехчленное строение. Ее нижняя и верхняя части сложены исключительно кварцевыми песчаниками и гравелитами с горизонтами конгломератов на железисто-глинистом цементе. Присутствие гидроокислов железа придает породам красноватые оттенки. Из аксессуарных минералов часто встречаются циркон, ильменит, монацит. В средней части свиты преобладают высокоглиноземистые серицит-пиррофиллитовые, серицит-хлоритоидные, дистен-хлоритоидные и дистен-ставролитовые сланцы, слагающие линзы, отдельные прослой и целые пачки среди терригенных пород. Пурпольские сланцы слагают пачки мощностью от десятков до первых сотен

метров и по химическому составу ближе всего стоят к каолинитам [45]. При детальном изучении высокоглиноземистых сланцев В. К. Головенко и Г. Ю. Пушкин [46] обнаружили среди них диаспоровые бокситы, образующие округлые слегка уплотненные конкреции (до 20—30 см в длину), распределенные в тонкозернистой основной массе и составляющие местами 40—50% от всей породы. Конкреции на 89—90% сложены диаспором. Химические анализы показывают содержание: Al_2O_3 63,15%; SiO_2 7,5%; FeO 11,75%; Fe_2O_3 1,0% и п.п. 12,6%. Во вмещающих породах содержание глинозема не превышает 37,05%.

Раннерифейская кора, обнаруженная В. К. Головенком, имеет широкое распространение; она известна на всех участках, где выходят раннерифейские отложения (Чуйский, Тонодский и Лонгдорский антиклинории). Наиболее детально она изучена на гранитах Лонгдорского и Чуйского антиклинориев. Значительно слабее продукты выветривания изучены на метаморфических и осадочно-метаморфических породах. Результаты этих исследований сведены Ю. Г. Поповым [157].

Кора выветривания на метапесчаниках описана А. И. Поточенко [160] в бассейне руч. Малого Ходокана в северной части Лонгдорского антиклинория. Здесь пурпольская свита залегает на выветрелой поверхности сланцев и алевро-песчаников серого и зеленовато-серого цвета. Продукты выветривания за счет обесцвечивания приобретают белую и светло-серую окраску. Выветрелые породы обладают лепидофибробластовой структурой и сланцевато-волнистым сложением. В их составе кварц-слюдистый мусковитоподобный минерал. Местами последний имеет низкое двупреломление и напоминает гидрослюда. Вверх по разрезу сокращается содержание кремнезема окисного железа, окиси кальция, магнезия и наиболее резко натрия (табл. 7). Отмечается некоторое увеличение глинозема, калия, закисного железа и потерь при прокаливании. Содержание титана остается почти постоянным. Отношение титана к глинозему показывает, что описываемые образования формировались на месте, но с выносом вещества от объема пород до 23%.

На юго-восточной окраине Алданского щита раннерифейская кора гидрогётит-гидрослюдистого состава описана Н. С. Шпак и А. С. Суриковой в 1962 г. [225]. Кора выветривания развита на различных архейских гнейсах и сланцах. В их составе преобладают плагиоклаз, ортоклаз, кварц, гранат, биотит и роговая обманка. Все минералы вне коры выветривания не имеют каких-либо вторичных изменений. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и ортитом, местами встречаются магнетит. В зоне дезинтеграции исходные породы сохраняют свои структурные особенности. Кварц с калиевыми полевыми шпатами имеют микростилолитовые сростания. Темноцветные минералы и плагиоклаз разложены — замещаются гидроокислами же-

леза, серицитом и соссюритом. Несколько выше по разрезу в калиевых полевых шпатах появляются участки гидрослюд и гидроокислов железа. Мощность зоны 4—5 м.

Зона дезинтеграции постепенно сменяется зоной выщелачивания, представленной красными плотными породами, местами

Химический состав метапесчаников и продуктов их выветривания, вес. %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅
Метаморфизованный алевропесчаник сильно выветрелый	70,70	13,40	1,72	6,19	0,07
То же	71,80	12,89	4,40	3,13	0,10
То же, слабо выветрелый	74,94	10,90	1,39	3,60	0,11
Метаморфизованный алевропесчаник	76,25	10,38	0,93	3,81	0,12

с реликтами первичной структуры. В нижней части этой зоны фиксируются железисто-гидрослюдистые образования, в которых сохранились реликты калиевого полевого шпата, кварца и рудного минерала. Породы, испытавшие наиболее глубокое выветривание, образуют небольшие карманы и представлены гидроретит-гидрослюдистыми образованиями красного цвета, не сохранившими первичной структуры. Мощность 3—4 м. Образования коры выветривания перекрываются протерозойскими песчаниками гонамской свиты с абсолютным возрастом 1500 млн. лет, определенным по глаукониту.

К этой же эпохе относятся месторождения железистых кварцитов Восточного Саяна (Новое, Харакжул, Саган-Хадинское), слагающих джеспилитовую формацию. Это полосчатые железистые кварциты с мощностью пластов до нескольких десятков метров. Рудные пачки разделены серицит-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми, слюдистыми и другими сланцами, кварцитами и амфиболитами. Во многих случаях железистые кварциты обогащены марганцем.

В пределах Патомского нагорья в составе пурпольской свиты, представленной продуктами размыва коры выветривания, по данным Б. В. Шергина, А. В. Кондратенко, В. К. Чайковского и др. [157], имеются руды железа, а также россыпи титана и редкоземельных минералов.

Железорудные проявления встречаются по всему разрезу пурпольской свиты, образуя тонкое переслаивание магнетитовых или гематитовых прослоев с кварцитовидными песчаниками (Лонгдорский антиклинорий). Наиболее интересные проявления содержатся среди высокоглиноземистых сланцев средней части

свиты, где они представлены гематитовыми и гематитсодержащими сланцами, мощностью 60—70 м, с содержанием окисного железа 20—40%. Все проявления железа имеют пластовую форму тел и стратифицированное положение, что может свидетельствовать об их первично-осадочном происхождении.

Таблица 7

TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Σ	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
0,60	0,17	0,77	2,70	0,36	2,99	99,67	0,189
0,59	0,28	0,36	3,50	0,36	1,89	99,30	0,179
0,50	0,45	1,95	1,80	1,66	2,24	99,54	0,145
0,46	0,28	1,87	1,53	2,15	1,92	99,70	0,136

Проявления титана и редкоземельных минералов, по данным Ю. Г. Попова [158], наиболее часто встречаются среди песчано-сланцевых отложений нижней и средней частей пурпольской свиты, представляющих собой аллювиально-озерные и озерные осадки.

В Учуро-Майском районе, по данным А. И. Анатольевой [6], алевролиты верхней части гонамской свиты содержат тонкодисперсный гематит (12—18%) и пласты гематитовых руд.

Мелкие проявления железа, марганца, фосфоритов и других полезных ископаемых известны почти во всех районах Сибири.

Средний и поздний рифей. В пределах исследуемой территории среднерифейские коры выветривания и их переотложенные продукты зафиксированы в Туруханском районе, Енисейском крае, Присаянье, Прибайкалье, Учуро-Майском и других районах. По составу сохранившегося элювия и продуктов его размыва корообразование должно быть отнесено к каолинит-латеритному типу.

Наиболее древние продукты выветривания, представленные в основном кварцевыми породами, отмечаются в составе монгошинской (Восточный Саян, Боксонский район), юस्ताхской (западный склон Анабарского массива), арымасской (Оленекское поднятие), уктинской (Хараулахское поднятие) и спасской (Ханкайский массив) свит, залегающих в основании среднего рифея. Примерно в средней части среднего рифея (1150—1170 млн. лет) в геологическом разрезе большинства рассматриваемых районов широко распространены кварцевые песчаники и высокоглиноземистые сланцы (свиты: стрельногорская — Туруханское поднятие; погорюйская — Енисейский край и Чадод-

бецкое поднятие; баллаганахская — Патомское нагорье; дебединская — Оленекское поднятие). Коры выветривания на этом уровне не зафиксированы, однако наличие высокозрелых пород среди отложений различных структурно-фациальных зон, по-видимому, может свидетельствовать о площадном типе предшествовавшего корообразования.

Химический состав исходных и выветрелых пород доолхинской коры вывет-

Порода	Глубина отбора по скв., м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Остаточная брекчия выветривания	36	49,24	29,58	1,23	3,27
То же	37	49,61	21,62	0,92	8,94
Выветрелый кварцевый сиенит	38,5	60,35	14,98	1,02	9,00
Карбонатизированный кварцевый сиенит	44,0	60,93	16,19	3,71	1,76

Крупных скоплений полезных ископаемых среди этих отложений не известно, но проявления железа и фосфоритов встречаются довольно часто.

Остаточные коры, имеющие возраст примерно 110 млн. лет обнаружены в ряде районов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

В пределах Енисейского кряжа продукты среднерифейской коры химического выветривания отмечаются Ф. П. Кренделевым [100] в верховьях р. Шилки. Кора, развитая по гранитам, перекрывается породами потоскуйской свиты среднего рифея. Разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

серицитизированные и каолинитизированные биотитовые граниты, сильно серицитизированные, слегка лимонитизированные сланцеватые граниты, с реликтовой структурой гранитов	20 м
конгломераты крупногалечниковые кварцевые с кварц-серицитовым цементом. Валуны до 30 см	10—12 „
кварциты массивные среднезернистые с тонкими прослоями кварца	10—15 „
алевролиты светло-серые косослоистые с прослоями кварцевых песчаников.	15—30 „
алевролиты косослоистые	5—10 „

Отложения потоскуйской свиты Ф. П. Кренделев, вслед за другими исследователями, рассматривает как переотложенные продукты вышеописанной коры. При этом он имеет в виду следующее:

1) преобладание в низах свиты кварцевых конгломератов и песчаников;

- 2) отсутствие минералов магнитной фракции в протолочках;
 3) наличие каолинизированных полевых шпатов в нижних горизонтах свиты.

Продукты размыва коры выветривания, представленные железисто-каолинистыми породами (Al_2O_3 28—30%, SiO_2 20—40% и Fe_2O_3 45—60%), пиррофиллитовыми и оттрелитовыми

Таблица 8

ривания, вес. %

MnO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	H ₂ O	Σ
0,02	0,98	0,49	1,03	5,43	0,34	7,81	1,06	99,42
0,10	0,82	0,45	2,05	2,78	1,35	10,60	0,59	99,83
0,09	0,72	0,38	1,62	0,50	3,72	7,21	0,06	99,65
0,06	0,82	2,36	1,23	4,35	4,80	3,54	—	99,75

сланцами, кварцевыми песчаниками и гематитовыми рудами, фиксируются в составе потоскуйской свиты в пределах всего Енисейского кряжа [140]. По данным А. В. Кириченко и Б. В. Шибистова [94], в нерастворимом остатке доломитов верхней части потоскуйской свиты, вскрытых скважиной на правом берегу р. Ангары, химическим анализом установлены высокие содержания железа (до 1,4%) и титана (до 0,15%) по отношению к кремнезему (до 2,8%). Кремневый модуль выше каолинитового и колеблется от 0,2 до 2. На Туруханском поднятии они слагают красноцветную пачку деревянской свиты (средне-го рифея). Обе свиты И. В. Нижним [140] объединены в нижний красноцветный горизонт, который он считает благоприятным для поисков бокситов.

В Иркутском амфитеатре, по данным В. Д. Маца и др. [129], доолхинская среднерифейская кора выветривания вскрыта многими глубокими скважинами. Описанная ими доолхинская кора развита на гранитах и гнейсах шарыжалгайской серии архея. В ее составе среди глинистых минералов отмечаются каолинит и иллит, частично затронутые серицитизацией. Наблюдается отчетливая зональность при переходе от неизмененных исходных пород к продуктам коры выветривания. По характеру преобразований материнских пород изученная кора сопоставляется с последокембрийскими корами каолинитового типа. Химический состав свежих и выветрелых пород по профилю показан в табл. 8, из которой видно, что при каолинизации пород происходил вынос Na, Ca, K, Si и накопление Al и Fe^{II} в остаточном

продукте выветривания. Увеличение содержания Fe²⁺, по их мнению, происходит за счет сидеритизации. Среди переотложенных продуктов доолхинской коры выветривания указываются кварцевые песчаники, железисто-каолинитовые аргиллиты, диаспор-каолинитовые аргиллиты и проявления осадочных полезных ископаемых.

Продукты размыва кор выветривания имеют широкое распространение и занимают различное стратиграфическое положение. Так, железисто-каолинитовые красноцветные аргиллиты залегают в основании олхинской (поздний рифей) и улунтуйской (средний рифей) свит; а кварцевые песчаники фиксируются в низах венда почти по всей Сибирской платформе (парфеновский горизонт мотской свиты, жербинская, нижние горизонты юдомской свиты и др.).

В Сеттэ-Дабанском антиклинории геологами «Аэрогеологии» в долине р. Ханды у зимовья «Горностыль» между ципандинской (средний рифей) и лахандинской (средний рифей) свитами обнаружена кора выветривания мощностью до 2 м. Ее породы содержат свободный глинозем в количестве до 50%, который представлен диаспором. По содержанию свободного глинозема эти образования рассматриваются как бокситы. Указывается, что предлахандинская кора имела широкое распространение и в бассейне р. Май.

Р. Я. Скляров [175] наблюдал предлахандинскую кору в бассейне р. Кумахи, где она имеет следующее строение:

доломиты ципандинской свиты — тонкое переслаивание доломитов, глинистых доломитов и глинистых сланцев	0,5—1,0 м
глинистые и гидрогётит-глинистые сланцы	3—4 „
коричневые и буровато-серые каолиновые сланцы, плотные с редкой сетью трещинок, заполненных глинисто-железистым материалом	0,3—1,0 „
каолиновые сланцы (флинтклей) белые, светло-серые, буроватые с густой сетью мелких трещинок, заполненных глинисто-железистым материалом с линзами и стяжениями гематит-гидрогётитовых алюможелезных оолитовых руд с кремневым модулем от 0,86 до 1,50. Свободный глинозем представлен корундом.	

Эта кора перекрыта продуктами своего размыва.

Продукты размыва предлахандинской коры зафиксированы в первой и третьей подсвитах одноименной свиты, где они представлены железисто-каолинитовыми породами и железными рудами, обнаруженными Ю. К. Горецким в бассейне р. Май еще в 1951 г. В некоторых разновидностях железных руд им отмечалось присутствие свободного глинозема. Кроме этого, по данным В. А. Ярмолюка, скважиной, вскрывшей лахандинскую свиту, были обнаружены бокситы с содержанием Al₂O₃ до 70%. Из-за плохой сохранности керна Ю. К. Горецкому не удалось проверить указанные данные, но этот факт, конечно, заслуживает серьезной проверки.

Железисто-каолиновый горизонт нижней подсвиты лахандинской свиты изучался В. В. Жабиным в правом борту р. Ингили (приток р. Маи) по ручью Юёсээ-Кыыллаах, состав и строение которого показаны в табл. 9. Из нее видно, что глинистая составляющая пород представлена каолинитом и гидрослюдой, а содержание свободного глинозема увеличивается вверх по разрезу, что объясняется наложением более поздних процессов химического выветривания.

Остаточные продукты позднерифейской коры выветривания известны по Ийско-Туманшетскому Присаянью и Туруханскому поднятию, в то время как по другим районам обрамления Сибирской платформы указываются только их переотложенные образования.

Предкарагасская кора выветривания, по данным В. Д. Маца и других исследователей [129], имеет повсеместное распространение под отложениями этой серии. Кора, развитая по гранитам и метаморфическим породам, изучена в бассейнах рр. Бирюсы, Увата и Ии, где она представлена только зоной дезинтеграции, мощностью в первые метры.

В выветрелых гранитах наблюдаются изменения состава и структуры. Особенно отчетливо это проявилось в аксессуарных минералах: магнетит заместился мартитом, а сфен — ксантианом и серицитом, широко развитые новообразования представлены свежими кристаллами полевого шпата и листочками мусковита.

Кора выветривания по метаморфическим породам обнаружена на р. Ии, где она представлена элювиально-делювиальной брекчией, перекрытой конгломератами карагасской серии. Особых изменений химического состава продуктов выветривания по сравнению с исходными породами не отмечается.

В районе Туруханского поднятия в правом борту приустьевой части р. Нижней Тунгуски Г. В. Козлов, В. С. Александров и М. А. Спешилова [97] установили горизонт высокоглиноземистых гётит-каолиновых пород, которые они рассматривают как переотложенные продукты коры выветривания. Горизонт залегает на темно-серых мергелях нижнетунгусской свиты (средний рифей) и перекрыт светло-серыми строматолитовыми известняками и доломитами с кремнями шорихинской свиты позднего рифея. Нижнюю пачку горизонта слагают аргиллитоподобные породы, пронизанные многочисленными трещинами. Текстура исходных пород затушевана шаровой, скорлуповато-ячеистой отдельностью. Под микроскопом различается плотная тонкодисперсная слабо поляризующая масса с «комочками» (0,15—0,01 мм) чешуйчатого хлорита обломочного происхождения. Основная масса, пигментированная гидроокислами железа, представлена тонкочешуйчатым агрегатом каолинита с волнистым угасанием. Его наличие подтверждено термическим анализом и рентгеноструктурными исследованиями. Местами в шлифах вид-

Строение и состав железорудного горизонта лахаиндинской свиты

№ слоя	Списание разреза (снизу вверх)	Мощность, см	Содержание Al_2O_3 свободного, вес. %	Минеральный состав, по данным термического анализа
1	Буровато-лиловые белесые обломочные алевролиты	5	0,77	Каолинит
2	Тонкозернистые алевролиты с линзочками вишневых сланцев	10	0,49	
3	Темно-вишневые аргиллиты с пятнами обломочного материала	15	0,20	
4	Темно-вишневые железистые породы	20	0,66	
5	Лиловато-вишневые гематизированные неяснообломочные породы	40	0,71	Каолинит, гидрослюда
6	Вишнево-лиловые обломочные железистые породы	25	0,20	
7	Лиловато-белесые алевролиты	40	1,53	
8	Вишневые тонкоплитчатые глинистые сланцы	30	0,98	
9	Лиловато-вишневые алевролиты с тонкими прослоями кремней	20	1,63	Каолинит
10	Гематитовые руды	8	2,66	
11	Лиловые тонкоплитчатые глинистые сланцы	35	1,45	Каолинит, гидрослюда
12	Белесо-вишневые глинистые сланцы	15	1,19	
13	Тонкообломочные вишневые железистые породы	25	1,87	
14	Вишнево-лиловые пятнистообломочные глинистые алевролиты	4	1,40	
15	Буровато-темно-вишневые с гематитовыми прослоями железистые породы	11	3,52	
16	Темно-вишневые гематитовые сланцы	70	1,69	

на слоистость, обусловленная чередованием волокон гидрослюды и линзовидных прожилков (0,003—0,12 мм) гидроокислов железа. Гидроокислы железа, образовавшиеся за счет разложения железистых карбонатов, составляют до 10% породы. Буровато-оранжевые и красные линзочки и скопления гётита состоят из мельчайших округлых зернышек (0,003 мм) ромбовидных (0,0358×0,0232 мм) и нечетко шестигранных (0,005—0,01) кристалликов. Терригенная примесь представлена обломками чешуек (от 0,005 до 0,012 мм) биотита и мусковита. Биотит обычно осветлен и частично замещен хлоритом и гидрослюдой или только хлоритом. В виде единичных зерен встречаются кварц и турмалин. Тяжелая фракция содержит единичные зерна циркона, сфена, ильменита, маршита, хлоритоида, минералов группы эпидота, пироксенов и амфиболов. Средний (по 8 анализам) химический состав породы таков (вес. %): SiO_2 43,43; Al_2O_3 27,93; TiO_2 1,5; FeO 1,09; Fe_2O_3 11,61; P_2O_5 0,18; MnO 0,14; CaO 0,55; MgO 0,96; K_2O 1,22; Na_2O 0,45; SO_3 0,10; п.п.п. 10,90.

Исходя из химического состава пород, с учетом их условий залегания, текстурных особенностей и макроскопического облика аргиллитовидных пород, Г. В. Козлов [97] считает, что исходные породы имели высокоглиноземистый шамозитовый состав; они в зоне гипергенеза превратились в каолинит-гётитовые образования.

Аргиллитоподобные породы перекрыты кварцевыми песчаниками, сидерит-лептохлоритовыми породами и сидеритами с прослоями алеврит-песчаных глинисто-хлоритовых сланцев. Кварцевые песчаники имеют массивный облик, псаммитовую структуру и на 65% сложены различно окатанными зернами кварца. Многие зерна интенсивно корродированы. Цемент поровый, реже регенерационный и базальный; по составу хлорит-сидеритовый или кварцевый. В хлоритовых породах основную массу составляют округлые комочки, реже оолиты хлоритового состава. По показателю преломления хлориты отвечают их железистым разностям, что подтверждено рентгеноструктурным анализом. Прослой сидерита почти нацело лимонитизированы; в таких случаях они представляют собой сплошную землистую массу. В глинисто-хлоритовых породах комочки лептохлоритов каолинизированы, а слюды превращены в гидрослюду и хлорит. По трещинам развиваются хлорит и гематит. Среди аксессуарных минералов различаются циркон и зерна лейкоксена, реже мусковит, турмалин, ксенотим, сфен, рутил, анатаз.

К продуктам переотложения коры этого уровня, возможно, относятся осадки мироедихинской свиты позднего рифея, содержащей в своем составе пачки розоватых кварцевых песчаников, красных и зеленых глинистых сланцев с глинисто-железистыми породами (Al_2O_3 25% и SiO_2 до 50%). В Енисейском кряже к продуктам размыва коры выветривания можно отнести осадки нижнеангарской свиты позднего рифея, слагающие Ангаро-Пит-

ский железорудный бассейн. Эти образования И. В. Нижним [140] отнесены к верхнему красноцветному горизонту. В составе нижнеангарской свиты железисто-каолинитовые породы, осадочные железные руды и хлоритоидные сланцы с содержанием Al_2O_3 до 32—34% и SiO_2 45—50%. Наличие продуктов размыва предраннеангарской коры зафиксировано А. В. Кириченко и Б. В. Шибистовым [94] в верхней части киргитейской свиты, вскрытой скважиной на правом берегу р. Ангары. В нерастворимом остатке известняков кремневый модуль достигает бокситовых величин и колеблется от 0,8 (SiO_2 3,44 и Al_2O_3 2,76%) до 4 (SiO_2 0,42, Al_2O_3 1,76%). Известняки киргитейской свиты с размывом перекрываются терригенными породами нижнеангарской свиты.

В Ийско-Туманшетском Присяянье в бассейне р. Бирюсы Н. А. Лизалеком и др. [118] обнаружен структурный элювий, сохранившийся от предтеченского размыва. По р. Тече, в верхах ипситской свиты (поздний рифей) залегает слой сильно выветрелого алевролита, в котором полевые шпаты полностью замещены гидрослюдой. Присутствующие обломочки слюды нередко замещены каолинитоподобным материалом. Широко развит чешуйчатый хлорит. Выше по разрезу алевролиты перекрыты органогенно-обломочными доломитами, на размывтой поверхности которых залегают кремнистые брекчии теченской свиты позднего рифея. К структурному элювию относятся также и кремнисто-железистые породы с реликтовой слоистостью, обнаруженные по р. Болотной в верхней части ипситской свиты. В ее составе различаются чешуйчатый гематит и мелкозернистый кварц, выполняющий промежутки между его чешуйками. Микрослоистость в породе обусловлена чередованием плотных гематитовых прослоек с менее плотными прослойками гематит-кварцевого состава.

Продукты размыва коры выветривания, представленные кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, фосфоритами, кварцевыми алевролитами, песчаниками и аргиллитами с каолинитом и диаспором, нашли свое отражение в составе теченской свиты, разрезы которой приводятся ниже. В разрезе по р. Тече выделяются снизу вверх:

кремнистые брекчии с прослоями кварцевых алевролитов	22—25 м
аргиллиты с линзовидными прослоями плотных кремнистых пород и кремнистых брекчий	15—18 „
кремнистые породы с линзами кремнистых брекчий	27—30 „
аргиллиты кремнистые, в верхней части с кремнистыми прослоями	22—28 „
кремнистые породы с прослоями, обогащенными апатитом	7—9 „

В бассейне рек Уды и Ии кремнистые брекчии замещаются фосфоритом и уменьшается роль тонкозернистых кремнистых пород. Так, в разрезе горы Богатырь (р. Уда) в основании свиты залегает пласт фосфоритов (2,5 м) с линзами кварцевых

алевролитов. Выше переслаиваются мелкозернистые песчаники и алевролиты (23 м) с тонкими прослоями фосфорита (до 0,5 м).

Более полный разрез фосфоритоносной пачки вскрыт скважиной на участке Счастливым (р. Ия), где снизу вверх наблюдаются:

фосфоритовые брекчии с прослоями плотных фосфоритов	4 м
переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники с редкими прослоями кремнистых пород	55,8 „
глинисто-кремнистые породы, в кровле сменяющиеся алевролитами	14,7 „
переслаивающиеся аллитовые породы (гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдистые аргиллиты с каолинитом и диаспором).	
Породы плотные, жирные на ощупь, полосчатые	9,9 „

Песчаники и алевролиты теченской свиты сложены кварцем с гидрослюдистым и кварц-гидрослюдистым поровым цементом. Гидрослюда бесцветная или светло-желтовато-зеленоватая. Значительная часть образует вермикулитовые агрегаты, характерные для раскристаллизованного каолинита. Каолинит установлен рентгенометрически.

Кремнистые брекчии — серовато-зеленые, коричневатокрасные. Обломки кремния сцементированы глинисто-гематит-кварцевыми материалами. Глинистая часть — гидрослюдисто-хлоритовая. Кремнистые породы — светло-зеленые плотные тонкослоистые, состоящие из кварца с примесью глинистого материала и гематита.

Фосфоритовые брекчии имеют зеленовато-серую окраску. Обломки глинистого и алевролитового фосфорита сцементированы мелкозернистым фосфатом. Зернистые фосфориты — черные глинистые, глинисто-алевролитовые и песчаные, сложены апатитом. Глинистые фосфориты состоят из слюды и апатита, реже с примесью каолинита. Содержание P_2O_5 в фосфоритах достигает 21%.

Аргиллиты состоят из хлорита, гидрослюды и кварца с небольшой примесью гематита. В верхней части аргиллитов (р. Уда) преобладает тонкочешуйчатый каолинит с вермикулитовыми сростками, подтвержденный термическим анализом. Характерной примесью в каолинит-гидрослюдистых аргиллитах и каолинитах является диапор в виде сноповидных агрегатов и скоплений неправильных зерен. Содержание диапора составляет 3—5%. В качестве постоянных спутников отмечаются анатаз, брукит и рутил. Химический состав глинистой составляющей пород по разрезу теченской свиты приведен в табл. 10.

Содержание Al_2O_3 повышается вверх по разрезу от 40,63 до 42,9%, SiO_2 варьирует от 42,06 до 45,06%, а кремнистый модуль от 0,9 до 1,0. В Иркутском Присяянье, по данным В. Д. Маца и др. [129], широко развита предоселковая (примерно на уровне теченской свиты Ийско-Туманшетского Присяянья) кора вы-

ветривания по протерозойским гранитоидам и осадкам карагаской серии, которая подсечена многими скважинами в Иркутском амфитеатре и в бассейне р. Олхи (вблизи г. Иркутска). Мощность коры не превышает 10 м. В ее профиле (по р. Олхе) выделяются зона дезинтеграции, дресвяно-глинистая и глини-

Таблица 10

Химический состав глинистой фракции пород теченской свиты, вес. %

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	Σ
44,16	41,41	0,46	—	0,30	0,31	7,11	0,16	0,15	0,10	94,16
43,24	42,77	0,49	0,04	0,37	0,41	7,06	0,15	0,29	0,05	94,87
43,88	42,88	0,39	0,06	0,15	0,30	1,52	Н. о.	1,08	0,01	90,27
42,83	40,82	0,66	—	0,40	0,40	7,20	0,30	0,67	0,022	93,33
43,72	41,21	0,29	—	0,34	0,25	7,86	Н. о.	0,15	—	93,82
42,06	40,63	1,06	—	0,51	0,63	7,46	0,15	0,28	0,03	92,81
45,05	40,63	1,06	—	0,53	0,43	8,00	Н. о.	0,28	0,03	96,02

Примечание: П.п. и H₂O не определялись.

стая. Исходные породы утратили первичный состав, превратившись в глинистые продукты разложения — гидрослюды и каолинит (с примесью диаспора в отдельных случаях), по которым под воздействием метаморфизма развиваются серицит и мусковит. Внешне продукты коры характеризуются появлением зеленой окраски с красными и бурыми пятнами и большим уплотнением, чем у исходных пород. В зонах выветривания наблюдается закономерное изменение химического состава снизу вверх по профилю коры, на это указывают и величины отношений Al₂O₃/SiO₂, возрастающие до 0,73, что свидетельствует о глубоком разложении материнских пород.

На протяжении среднего и позднего рифея формировались месторождения и проявления различных полезных ископаемых высокоглиноземистых образований, руд железа, марганца, фосфоритов и других, генетически связанных с корами химического выветривания.

Высокоглиноземистые образования. Среди высокоглиноземистых пород позднерифейского возраста основное место занимают железисто-каолинитовые, пирофиллитовые и реже оттрелитовые их разновидности, содержащие незначительные количества минералов свободного глинозема. Проявления бокситов зафиксированы в двух точках, но и там их возрастное положение определяется неоднозначно.

Высокоглиноземистые породы в пределах Сибирской платформы и некоторых районов ее складчатого обрамления широко распространены в составе деревнинской, потоскуйской, нижнеангарской, улунтуйской, ипситской, маринской, олхинской, ба-

ракунской, лахандинской, хайпахской и других свит. Высокоглиноземистые породы первично железисто-каолинитового состава в зонах метаморфизма превращены в пиррофиллитовые и оттрелитовые сланцы с окисными формами железа. Минералы свободного глинозема превращены в диаспор и бемит, реже встречаются новообразования корунда.

Наличие каолинита, пиррофиллита, оттрелита и диаспора подтверждено термовесовым и рентгеноструктурным анализами.

В Туруханском районе высокоглиноземистые образования изучались в деревнинской [68] и в основании шорихинской [97] свит. В первой из них железисто-каолинитовые породы залегают в виде маломощной пачки среди доломитов. Химическим анализом в них обнаружено 24—26% Al_2O_3 ; 50—60% SiO_2 и небольшое количество свободного глинозема (1,6%).

Гётит-каолинитовый горизонт (50 м), залегающий в основании шорихинской свиты, характеризуется широким развитием каолинита и соответственным химическим составом, свойственным породам высокой зрелости: 27,93% Al_2O_3 ; 43,43% SiO_2 ; 1,5% TiO_2 ; 1,09% FeO ; 11,61% Fe_2O_3 ; 0,18% P_2O_5 ; 0,14% MnO ; 0,55% CaO ; 0,96% MgO ; 1,22% K_2O ; 0,45% Na_2O ; 0,10% SO_3 и 10,90% п.п.п.

Наличие каолинита подтверждено термовесовым и рентгеноструктурным анализами.

В пределах Енисейского кряжа высокоглиноземистые породы отмечаются в составе потоскуйской (средний рифей) и нижнеангарской (поздний рифей) свит, где они представлены железисто-каолинитовыми породами, пиррофиллитовыми и хлоритоидными сланцами. По данным И. В. Нижнего [140], железисто-каолинитовые породы, распространенные в восточной части Енисейского кряжа (по р. Каменке) при переходе в его западную часть (Аладьинская шивера), сменяются хлоритоидными сланцами. Несмотря на это в обоих случаях отмечается повышенное количество глинозема (28—30%) и железа (25—40%), при содержании SiO_2 45—60%. На повышенные содержания глинозема (25%) в сланцах потоскуйской свиты указывают: Ю. Н. Елхов и В. А. Абрамов по р. Каменке; Б. В. Шибистов — по правобережью р. Ангары, ниже устья р. Аладьиной, где в серых сланцах нижней части свиты обнаружено 30% Al_2O_3 и 47,53% SiO_2 , а в пестроцветных сланцах из верхней части свиты 29—32% Al_2O_3 и 36—42% SiO_2 .

Высокоглиноземистые породы нижнеангарской свиты представлены железисто-каолинитовыми и хлоритоидными разностями с содержанием Al_2O_3 до 32—34% и SiO_2 45—50%. В западной части Енисейского кряжа (р. Сурниха) в зонах повышенного метаморфизма каолинитовые породы превращены в хлоритсерицитовые сланцы с содержанием серицита до 90% от объема породы.

В Присаянье высокоглиноземистые породы отмечаются в разрезах олхинской и ипситской свит позднего рифея. В составе олхинской свиты, обнажающейся в восточном Присаянье, они представлены железисто-каолиновыми аргиллитами буровато-красного цвета с 28—32% Al_2O_3 и 45—55% SiO_2 [140]. В разрезе ипситской свиты, описанном Н. А. Лизалеком и др. [118] по р. Ин на участке Счастливым, в Ийско-Туманшетском Присаянье зафиксирован горизонт (4,9 м) гидрослюдисто-каолиновых пород, содержащих мелкокристаллический диаспор от 3 до 5%. Присутствие глинистых минералов и диаспора подтверждено термовесовым и рентгеноструктурным анализами. Химическим анализом в гидрослюдисто-каолиновых аргиллитах обнаружено 42,77% Al_2O_3 и 43,24% SiO_2 , что также указывает на присутствие некоторой части глинозема в свободной форме.

В западном Прибайкалье гидрослюдисто-каолиновые сланцы зафиксированы в нижней части голоустенской свиты (средний рифей) по р. Анаю, где они слагают тонкослоистую пачку, залегающую на базальных конгломератах. Химическим анализом в них определено 28,9% Al_2O_3 ; 26,2% SiO_2 и 26,5% Fe_2O_3 . В основании улунтуйской свиты гидрослюдистые аргиллиты (22,2% Al_2O_3 ; 62,08% SiO_2 ; 4,29% Fe_2O_3 ; 1,58% TiO_2 ; 0,16% CaO ; 0,84% MgO ; 0,37% H_2O и 5,2% п.п.), мощностью 1 м, и гидрослюдисто-каолиновые (23,67% Al_2O_3 ; 52,4% SiO_2 ; 11,68% Fe_2O_3 ; 1,15% TiO_2 ; 0,09% CaO ; 0,58% MgO ; 0,22% H_2O и 5,72% п.п.), мощностью 2 м, отмечены А. Т. Полетаевым в пади Щеглова (правый приток р. Ангары).

В Байкало-Патомском нагорье высокоглиноземистые образования отмечены И. В. Нижним [140] по р. Жуе в верхнем пестроцветном горизонте жуинской свиты (поздний рифей). При изучении нерастворимого остатка мергелей под электронным микроскопом обнаружены гиббсит и диаспор.

В пределах Учуро-Майского прогиба железорудный горизонт, по данным Ю. К. Горецкого, залегает в основании лахандинской свиты и состоит из гематита и глинистой массы каолинового состава. Гематитовые руды в описываемом горизонте перемежаются с железистыми гидрослюдисто-каолиновыми породами.

Железные руды, обнажающиеся на правом берегу р. Май, имеют обломочное строение и по внешнему облику напоминают брекчиевидные бокситы Боксонского месторождения. Химическим анализом в железных рудах определено 18,46% SiO_2 ; 7,40% Al_2O_3 ; 0,46% TiO_2 ; 0,28% P_2O_5 ; 57,54% Fe_2O_3 ; 3,96% FeO ; 0,07% MnO ; 0,55% CaO ; 0,50% MgO ; 0,08% Na_2O ; 0,14% K_2O ; 0,04% $S_{вал}$; 1,87% H_2O и 9,05% п.п. Содержание свободного глинозема не превышает 1%.

Железорудный горизонт, изученный в правом борту долины р. Ингили, представляет пачку тонкого переслаивания гематитовых руд и железистых гидрослюдисто-каолиновых пород.

Наличие глинистых минералов подтверждено термовесовым анализом. Из рудоносной пачки, мощностью 3,83 м, проанализировано 16 проб на свободный глинозем. Его содержания колеблются от 0,20 до 3,52%.

Бокситы позднерифейского возраста имеют ограниченное распространение и отмечаются только в Учуро-Майском районе, Сэттэ-Дабане и в западном Прибайкалье. Впервые они были обнаружены В. А. Ярмолюком в керне скважины, пробуренной в Учуро-Майском районе на р. Лаханде по отложениям лахандинской свиты среднего рифея. Им отмечается, что химическим анализом было определено около 70% Al_2O_3 . К сожалению, из-за плохой сохранности керна, эти данные повторить не удалось.

В Сеттэ-Дабанском антиклинории бокситы обнаружены геологами ВАГТа в долине р. Ханды у зимовья «Горностыль». Бокситы приурочены к коре химического выветривания предлахандинского времени. Свободный глинозем в бокситах превышает 50% и представлен диаспором.

Следующая находка бокситов была сделана в 1971 г. Ю. Г. Поповым в Западном Прибайкалье около пос. Большое Голоустное. В кварцевых песчаниках из голоустинской свиты был определен галлуазит-гиббситовый цемент, содержащий 54% глинозема и 10% SiO_2 .

В последующем эта точка была детально изучена В. К. Масловым [126], который установил в разрезе нижней части верхней подсвиты голоустинской свиты наличие каолинитовых аргиллитов и прослой глиноподобных бокситов, сложенных гиббситом (40—70%), обломками кварца (5—20%), бемитом (до 5%), каолинитом и галлуазитом. Все минералы, за исключением бемита, подтверждены термовесовым и рентгеноструктурным анализами. По мнению В. К. Маслова, бокситы образовались как нормальные осадки прибрежно-морского бассейна и генетически связаны с размывом предголоустенской коры выветривания. А их гиббситовый состав он объясняет гидратацией диаспора и бемита в результате последующего более молодого выветривания.

Однако точка зрения В. К. Маслова не поддерживается Ю. П. Поповым, который галлуазит-гиббситовые образования считает продуктом латеритной коры выветривания неясного возраста (возможно, мел-палеогенового). В. И. Бгатов и Г. Н. Черкасов эти образования считают продуктами гидротермальной деятельности.

Существующие представления о процессах корообразования в среднерифейское время не исключают возможности обнаружения бокситов и на этом уровне. Однако те бокситы, которые описаны В. К. Масловым, не имеют точного возраста, и поэтому для отнесения их к позднему рифею необходимы дальнейшие исследования.

Железные руды. В Турухаском районе сидерит-галлуазитовые руды были обнаружены В. И. Драгуновым в 1955 г. в верхней части буровой свиты среднего рифея, обнажающейся на правом берегу р. Нижней Тунгуски в 12 км выше ее устья. Рудная залежь приурочена к глауконитовой пачке, залегающей среди глинистых доломитов и известняков. Железные руды представляют собой кварцевые песчаники с сидерит-глауконитовым цементом. Соотношение кварцевых зерен, сидерита и глауконита непостоянно и колеблется в широких пределах. Среднее содержание железа составляет 20% (max 36%); TiO_2 2,23%; Mn 0,39%. Спектральным анализом отмечены 0,01—0,013% Cr и следы V, Ni, Zr.

На Енисейском кряже железные руды приурочены к отложениям потоскуйской и нижнеангарской свит. С последней связано несколько месторождений, входящих в Ангаро-Питский железорудный бассейн.

В разрезе потоскуйской свиты гематитовые руды обнаружены Г. И. Кириченко в 1946 г. на правом берегу р. Ангары, в районе с. Верхотурово. Гематитовые руды образуют мелкие линзочки и прослои (до 10 см) в песчано-сланцевой толще потоскуйской свиты.

Несколько позднее, при разбуривании Верхотуровского бокситового месторождения, В. Е. Бабушкин и А. В. Кириченко в этом районе вскрыли гематитовые руды, приуроченные к основанию потоскуйской свиты. В этой же точке на доломитах джурской свиты залегает пачка железистых сланцев со средним содержанием Fe_2O_3 41,2%.

В 1947 г. гальки гематитовых и марганцевых руд обнаружены Б. И. Рыбаковым в долине р. Горбилока, на площади распространения пород потоскуйской свиты. Гальки плохо окатаны, их размер не превышает 20 см. На отдельных участках количество рудных галек в аллювии достигает 15—20%. Рудная галька представлена гематитовыми и магнетит-гематитовыми разностями и бурыми железняками.

В 1957 г. А. Д. Руденко и Р. Я. Складов в левом борту р. Ангары, против д. Каменки, среди доломитов джурской свиты обнаружили 12-метровую песчано-сланцевую пачку с прослоями (0,3—0,6 м) сидеритовых руд. Химическим анализом в сидеритах определено 44,32% FeO и 15,23% Fe_2O_3 . Спектральным анализом отмечены Mn (0,2%), Zn (0,003%), Si (0,003%) и Ti (0,02%).

Немного ниже по левому борту р. Ангары, в 4,3 км на северо-восток от с. Верхотурово ими же среди черных аргиллитов потоскуйской свиты обнаружены прослои гематит-лимонитовых руд и сидерита. Здесь же отмечаются свалы гематит-псиломелановых руд, в которых химическим анализом определены Fe_2O_3 (53,60%), MnO (21,65) и MgO (9,32%).

Наличие гематитовых руд среди красных аргиллитов красногорской подсвиты потоскуйской свиты отмечено Ю. Н. Елховым в среднем течении р. Каменки. Гематитовые руды образуют маломощные прослои с содержанием Fe_2O_3 до 49,5%.

Горизонт железняков с содержанием Fe_2O_3 до 70% отмечен Б. В. Шибистовым [222] по р. Ангаре, ниже устья р. Аладьиной, в самых низах потоскуйской свиты. Здесь же имеются хлоритовидные сланцы с содержанием Al_2O_3 до 32%.

Проявления железных и марганцевых руд в виде тонких (до 5 см) прослоев в составе нижней подсвиты потоскуйской свиты отмечаются А. В. Благодатским в южной части Енисейского кряжа в бассейнах рек Кузминой, Ягодкиной, Антошкиной и Шилки.

В северной части Енисейского кряжа Т. Я. Корневым в 1972 г. в нижней части красногорской подсвиты выделен новый вулканогенно-осадочный тип гематитовых руд. Руды образуют пластовые тела мощностью от 1 до 15 м и характеризуются выдержанным составом. Химическим анализом (по 7 пробам) в них определены 54,7% Fe_2O_3 ; 0,26% FeO; 24,3% SiO_2 ; 6,0% Al_2O_3 ; 0,05% MnO; 0,14%; P_2O_5 и S — сотые доли процента.

Ангарские гематитовые руды открыты в 1947 г. В. И. Медведковым в бассейне р. Нижней Ослянки. Все месторождения и проявления приурочены к низам нижнеангарской свиты, залегающей с размывом на отложениях киргитейской свиты. В составе Нижне-Ангарского, Удоронгского и Ишимбинского месторождений выделяются гематитовые, песчанистые гематитовые и глинисто-хлорит-гематитовые руды с содержанием растворимого железа от 38 до 44%.

Помимо вышеуказанных месторождений гематитовые руды отмечаются на всех площадях распространения отложений нижнеангарской свиты, но отличаются меньшей мощностью и количеством рудных пластов. Такие проявления известны в верховьях р. Большого Пита, по левому борту р. Ангары ниже устья р. Рыболовной (в кирпично-красных железистых алевролитах определены 44,84% Fe_2O_3 , 37% SiO_2 , 0,29% TiO_2 , 5,91% Al_2O_3 , 0,33% FeO, 0,08% MnO, 0,05% V_2O_5 , 0,20% CaO, 0,27% MgO, 1,23% P_2O_5 и 8,16% п.п.), на левом берегу р. Ангары в 0,5 км ниже устья р. Талецы (среди пород нижнеангарской свиты распространены прослои сидерита и гематитовых сланцев с содержанием Fe_2O_3 до 43,3%) и на других участках.

В Восточном Саяне условно к этому возрасту можно отнести Сыдинское месторождение [186] железистых кварцитов, расположенное в 30 км к северо-западу от г. Артемовска. Руды имеют полосчатую и массивную текстуры, сложены гематитом и магнетитом с прослоями кварц-хлоритовых сланцев. Средний состав руд: 21,52% Fe; 25—51% SiO_2 ; 0,02—0,33% S и 0,14—0,54 фосфора. По генезису оно считается осадочным или вулканогенно-осадочным.

В Присаянье, в правом борту р. Слюдянки, в 1,3 км северо-западнее вершины с отметкой 365,8 м, среди кварцитовидных песчаников карагасской свиты позднего рифея встречаются маломощные прослои (до 3 см) гематитовых руд с содержанием Fe_2O_3 до 77,27%. Масштабы проявления незначительные.

В Северном Прибайкалье, в 8—10 км северо-западнее береговой линии оз. Байкала, среди сланцево-кварцитовой толщи олоkitской свиты патомской серии залегает 150-метровая пачка зеленых сланцев с железистыми кварцитами, которые образуют полосу шириной в 40—300 м и протяженностью до 50 км. В этой полосе насчитывается от 2 до 10 пластовых тел железистых кварцитов, мощностью от 1 до 7,3 м. По текстурным особенностям руды подразделяются на железистые кварциты, густовкрапленные и вкрапленные разности. Железистые кварциты имеют тонкополосчатую текстуру и микрозернистое строение. Минералогически в них различаются магнетитовые (с содержанием магнетита от 30 до 90%), магнетит-гематитовые (гематит 50—60%, магнетит 25—30%) и гематитовые руды (с содержанием гематита до 60—70%). В гематитовых разностях химическим анализом обнаружено 19—48% железа, 1,0—8,3 марганца, до 0,05% ванадия, 0,5% титана, до 0,07% серы, 0,2—0,5% фосфора и 0,0035% мышьяка.

В густовкрапленных рудах основная масса сложена кварцхлоритовым материалом, в котором вкраплен магнетит. Содержание железа от 23 до 38%. Вкрапленные руды содержат меньше магнетита, а следовательно, и железа, содержание которого не превышает 10%.

В Учуро-Майском районе железорудные проявления были обнаружены Ю. К. Горецким еще в 1948 г. в основании лахандинской свиты в бассейне р. Май. В 60-е годы геологи ВАГТа в связи с изучением бокситоносности лахандинской свиты подвергли ревизии все наиболее значительные проявления. В результате ими было установлено, что железные руды расположены как в основании свиты, так и в ее третьей подсвите. Железные руды образуют маломощные прослои (0,1 м), стяжения и отдельные линзы среди ожелезненных аргиллитов. В верхней части первой подсвиты лахандинской свиты встречаются прослои полуокисленных сидеритов. Содержание двуокисного железа в отдельных прослоях достигает 80%, но все они маломощны и промышленного интереса не представляют. Глинистая составляющая в железистых аргиллитах имеет гидрослюдисто-каолинитовый состав, что может указывать на генетическую связь железорудных образований с корами химического выветривания.

Фосфориты. На Енисейском кряже пластовые тела фосфоритов обнаружены В. В. Абрамовым в районе д. Каменки на р. Ангаре. На водоразделе кл. Ивашкина и кл. Шалантикина среди доломитов джурской свиты выявлено несколько пластов мощ-

ностью до 1,5 м. Химическим анализом обнаружено от 2,0 до 9,0% фосфорного ангидрита. В отдельных пробах его содержание возрастает до 38%.

В Восточном Саяне расположено Сейбинское месторождение фосфоритов, приуроченное к отложениям павловской свиты. Месторождение представлено главным образом гипергенными фосфоритами, но здесь же отмечаются и первично-осадочные, не имеющие промышленного значения.

В Ийско-Туманшетском Присяянье Н. А. Лизалеком и др. [118] в бассейне р. Ии на участке Счастливым в составе теченской свиты описаны фосфоритовые брекчии с прослоями плотных разностей. Суммарная мощность фосфоритовой пачки 4,4 м. Брекчиевые фосфориты, а также глинистые и алевритистые фосфориты сцементированы мелкозернистым фосфатом. Глинистые фосфориты сложены слюдой, апатитом и каолинитом. Содержание P_2O_5 в отдельных пробах достигает 21%.

В районе рек Тагула и Уды Т. И. Степанова и М. М. Ипатов [189] в верхней части карагасской свиты отмечают повышенные содержания фосфора (до 25,9%), который составляет цемент кварц-полевошпатовых песчаников.

В Иркутском Присяянье, по данным О. П. Егоровой, кремнисто-карбонатные породы олхинской свиты содержат до 4—6% P_2O_5 .

В Западном Прибайкалье фосфориты распространены в полосе, протягивающейся вдоль западного побережья Байкала примерно на 200 км. Фосфориты приурочены к средней и верхней пачкам улунтуйской свиты. Нижняя фосфоритоносная пачка, вскрытая по р. Нугану, включает фосфатно-кремнистые оолитовые породы (мощностью 7 м) с содержанием P_2O_5 4—6%. Среди них отмечается два прослоя по 30 см, в которых содержание P_2O_5 увеличивается до 11—16%.

Верхняя фосфоритоносная пачка изучена по р. Кылгану, левому притоку Средней Илюкты. Несмотря на общую обогащенность пачки фосфором, прослои фосфоритов довольно редки и маломощны (до 5 см), но содержание в прослоях достаточно высокое и колеблется от 12 до 36%.

В этом же районе по ручью Горскому, правому притоку р. Окуневки, Ю. П. Артемьевым в битуминозных известняках улунтуйской свиты обнаружен прослой фосфоритов (15 см) с содержанием P_2O_5 до 12%. Кроме того, им указывается, что в районе оз. Дальнего и в долине р. Южной Домутки в некоторых породах улунтуйской свиты содержится до 17% P_2O_5 .

Предвендская эпоха. Продукты коры выветривания, соответствующие этому возрастному уровню, известны как на Сибирской платформе, так и в районах ее складчатого обрамления, однако изучались только на севере платформы в Учуро-Майском районе и на Енисейском кряже. Для остальных же районов имеются лишь ссылки на их присутствие.

На восточной и южной окраинах Анабарского поднятия предвендская кора отмечается А. П. Смирновым и И. А. Старчик под старореченской свитой вендского возраста. Кора выветривания на восточном склоне Анабарского поднятия обнаружена по р. Биллээх-Таману С. М. Табуновым. Макроскопически это пятнистая мягкая бесструктурная порода бурого и зеленовато-серого цвета, образовавшаяся по гранито-гнейсам. Продукты коры выветривания перекрываются доломитами старореченской свиты со слоем песчаника в основании. Глиноподобный материал, слагающий элювий, состоит из чешуйчатой гидрослюды с примесью зерен калиевого полевого шпата, кварца, циркона, граната и хлоритизированного биотита. Гидрослюда подтверждена термическим и рентгеноструктурным анализами. Элювий содержит: 66,07% SiO₂; 0,62% TiO₂; 14,62% Al₂O₃; 3,5% Fe₂O₃; 0,04% CaO; 2,35% MgO; следы MnO; 8,18% K₂O; 0,33% Na₂O; 0,08% P₂O₅; 3,78% п.п.п.; 1,52% H₂O; 0,15% СО. Мощность выветрелых пород колеблется от 5 до 10 м.

На южной окраине Анабарского поднятия кора выветривания обнаружена по р. Мюнюзээх А. Н. Вишневым, по рр. Кенгеде и Осуру М. С. Мащакон и по р. Кункуаану В. А. Побережским. В долине р. Мюнюзээх продукты коры выветривания обнаружены в делювиальных свалах. Это бурые, буро-красные и буро-зеленые породы с реликтовой текстурой гиперстеновых плагиогнейсов. Под микроскопом видно, что плагиоклаз и темноцветные минералы полностью хлоритизированы и карбонатируются. По р. Кенгеде кора выветривания развита по мигматизированным биотит-гранатовым гнейсам. Кора изучалась в канаве на левом берегу, в 3,5 км выше устья р. Куранаха, и в шурфе, пробитом в 9 км юго-восточнее Харанской сопки. Профиль коры выветривания имеет следующее строение (сверху вниз):

доломиты старореченской свиты	
глинистый желтовато-серый песок с прослоями песчаника (базальный слой старореченской свиты)	0,4 м
зеленовато-серая песчано-глинистая порода	0,3 „
желтовато-серая и зеленовато-серая песчано-глинистая порода со щебенкой измененных гнейсов	2,2 „
дресва измененных гнейсов буро-зеленого цвета	1,9 „
измененные гнейсы, сохранившие текстуру материнских пород, вскрытая мощность	9 „

Под микроскопом в гнейсах видны глубоко измененные биотит, плагиоклаз и ортоклаз. Кварц и олигоклаз остались свежими.

В долине р. Кункуаана кора выветривания развита по амфиболовым и гранатовым гнейсам. Ее профиль имеет следующее строение (сверху вниз):

доломиты старореченской свиты	1,5 м
доломитовая мука со щебенкой	0,15 „
суглинок буро-коричневый	0,10 „

ожелезненная дресва измененных гнейсов с реликтами тек-	
стуры исходной породы	0,40 м
измененные гнейсы, сохраняющие первичное залегание	1,5 „

Под микроскопом в измененных породах наблюдается интенсивная хлоритизация, развитие цеолитов и гидроокислов железа.

На левом берегу р. Кенгеде кора выветривания развита по габбро-диабазам. Измененные породы представлены в виде ожелезненной дресвы зеленовато-серого цвета. Мощность вскрытого горизонта 2,0 м. Под микроскопом различаются кварц, плагиоклаз и хлорит. Темноцветные полностью хлоритизированы, в меньшей степени изменен плагиоклаз.

К переотложенным продуктам коры выветривания, известной на оленекском поднятии, отнесены пестроцветные алевролиты низов туркутской свиты венда.

На основании вышеизложенного А. П. Смирнов и И. В. Старчик пришли к выводу, что процессы корообразования в предстарореченское время имели незавершенный характер. Однако геологи ЯГУ придерживаются другого мнения и считают, что кора выветривания имела латеритный профиль, но ее верхние, наиболее зрелые горизонты срезаны последующей денудацией.

В Учуро-Майском районе «предьюдомская» кора, обнаруженная Ю. П. Казанским в 1969 г. по р. Аллах-Юнь на контакте усть-кирбинских сланцев позднего рифея и юдомских битуминозных доломитов, изучалась в последующем В. В. Жабиным [66] и М. А. Семихатовым [170]. По данным М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова и В. А. Ерошева-Шака, продукты химического выветривания, включая гиббсит и алюминит, образовались в предьюдомское время. Исследования, проведенные В. В. Жабиным, показывают, что гиббсит-алюминитовое корообразование является послеюдомским и формировалось, по-видимому, в мелпалеогеновое время. Остатки предьюдомской коры выветривания, в которой обнаружено присутствие диаспора, известны на участках «Чагда» и «Ойуур-Салаа».

На Енисейском кряже к докембрийской коре выветривания Ф. П. Кренделев [98] относит продукты разложения гранитов, обнаруженные по кл. Антошкину. Гнейсовидные каолинизированные биотитовые граниты выше по разрезу сменяются сильно серицитизированными полевошпат-кварцевыми породами сланцеватого сложения (мощность 3 м). Выветрелые граниты перекрыты пачкой гравелитов и гравелитистых кварцитов тасевской серии венда, которые рассматриваются как переотложенные продукты предвендской коры. Разрез коры выветривания и перекрывающих ее отложений имеет следующее строение (сверху вниз):

черные углистые известняки и графитистые сланцы	50 м
грубоплитчатые темно-серые алевролиты известковистые	10—15 „
кварциты более массивные и косослонистые с большим коли-	

чувством пустоток от выщелоченного пирита (?)	25—40 м
кварциты сахаровидные с прослоями алевролитов табачного цвета	20—35 „
базальные гравелиты, песчаники и белые кварциты с прослоями алевролитов. В кварцитах и гравелитах много пустот от выщелоченных сульфидов	5—12 „
сильно серицитизированная расслаиванная кварц-полевошпатовая порода	3 „
гнейсовидные каолинизированные биотитовые граниты.	

По мнению В. Д. Маца [129], предвендская кора имела широкое распространение на юге Сибирской платформы; она послужила источником для формирования толщ кварцевых песчаников основания венда (жербинская свита, парфеновский горизонт мотской и базальные песчаники юдомской свит).

На наличие предвендской коры в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау указывает Г. М. Еханин [62]. Кора выветривания гидрослюдисто-каолинитового состава, очевидно, служила источником для формирования высокоглиноземистых образований, известных в составе кульбюрстюгской свиты вендского возраста.

Венд. Продукты химического выветривания вендской эпохи известны в Алтае-Саянской и Байкальской складчатой областях, в приленской зоне Патомского нагорья, на Таймыре и Анабарском поднятии. Но наиболее продуктивными они оказались в Алтае-Саянской складчатой области, где известно Боксонское месторождение бокситов и ряд незначительных проявлений.

В юго-восточной части Восточного Саяна, в Боксон-Сархойском синклинории остатки коры выветривания латеритного типа обнаружены А. Л. Самбургом на хр. Денжигур в районе Боксонского месторождения.

Продукты ее размыва зафиксированы среди осадков боксонской серии в виде отдельных пластов бокситов, сиаллитов, фосфоритов, кварцевых песчаников и каолинитовых сланцев, слагающих Боксонское месторождение бокситов. Бокситы прослежены на несколько десятков километров и залегают на закарстованной поверхности пятнистых, местами рифогенных и полосчатых доломитов. Контакт бокситов с перекрывающими их породами довольно ровный, что подчеркивается постепенным переходом зеленых разновидностей бокситов в сланцы того же цвета. Средняя мощность пласта бокситов составляет 4,5 м, но местами она увеличивается до 20—30 м. Бокситы красные, зеленые (табл. 11), реже черные. Обычно красные бокситы составляют нижнюю часть пласта, темные — верхнюю. Средний химический состав бокситов: Al_2O_3 41%, SiO_2 20%, Fe_2O_3 25%.

В центральной части Батеневского кряжа в Лощенковском логу вскрыта кора выветривания вендского возраста, развитая по плагиоклазовым порфирирам лощенковской свиты и перекрытая доломитами раннего кембрия [113].

Разрез коры имеет следующее строение (снизу вверх):

интенсивно трещиноватые буровато-серые плагиопорфириты, переходящие в аргиллитизированную разрушенную породу зеленовато-желтого цвета	1,0 м
оглиненная красноцветная порода	1,5 „
зеленые глиноподобные породы	2,5 „
перекрывающие доломиты с кремнистыми прослоями.	

Таблица 11

Химический состав бокситов Боксонского месторождения, по Ф. К. Волоколакову [35], вес. %

Разновидность бокситов	К-во проб	Среднее содержание		Колебания содержания	
		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Зеленая	375	39,37	21,41	29,37—51,30	8,43—27,29
Красная	2590	40,80	20,93	20,55—54,32	4,24—30,78

В красных и зеленых породах под микроскопом различается железисто-гидрослюдистая основная масса, по которой развиты каолинитовые и хлоритовые пятна. Состав глинистых минералов подтвержден рентгеноструктурным анализом. В глиноподобных породах отмечается накопление глинозема и вынос кальция и магния. Полностью исчезает натрий при значительном увеличении содержания калия.

К переотложенным продуктам вендской коры химического выветривания С. В. Левченко [113] относит Алгуйское рудопроявление бокситов, расположенное в пределах Алатауской геосинклинальной зоны. Рудопроявление приурочено к контактовой зоне западносибирской и белкинской свит бельсинской серии венд-раннекембрийского возраста. Внешне бокситы имеют плотную массивную текстуру и окрашены в зеленовато-черные и черные тона. В их составе различаются хлорит, диаспор и гематит. Они содержат: 9—20% SiO₂, 26—40% Al₂O₃, 2—6% TiO₂, 17—40% Fe₂O₃. По вещественному составу описанные породы отвечают низкокачественным железистым бокситам. Рудопроявление слабо изучено.

К переотложенным продуктам кор выветривания В. Х. Наседкина и М. М. Ипатов [139] относят глиноземистые образования Батеневского кряжа и западного склона Восточного Саяна. Наиболее интересными считаются кембро-рифейские отложения Присаянского прогиба и Манской впадины. В Присаянье в нижней части колпинской свиты рифей-кембрийского возраста в долине р. Сисима имеются прослойки слюдяных сланцев с повышенным кремнистым модулем (0,95). Рентгеноструктурным анализом в глинистой фракции определены каолинит, гидрослю-

да и хлорит. Подобные прослои зафиксированы в верховьях рек Чибижек и Левый Ко, где они под воздействием интрузии превращены в андалузитовые роговики.

Г. М. Еханин [62] отмечает, что в Туимском районе в пределах Кузнецкого Алатау имеет место каолинитовая кора мощ-

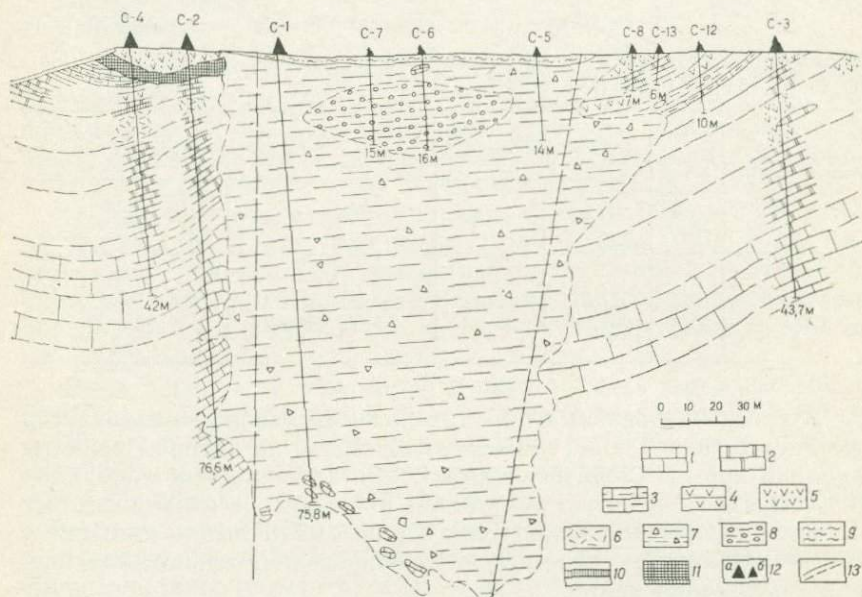


Рис. 3. Геологический разрез бокситоносных отложений овсянковской свиты (по материалам Д. М. Бондаревой и др.)

1 — известняки массивные; 2 — доломиты; 3 — известняки слоистые, плитчатые; 4 — зеленокаменные эффузивы среднего и основного состава; 5 — туфы среднего состава (псаммитовые и алевроитовые); 6 — туфы кислого состава; 7 — глины деструктивные; 8 — глины розоватые и белые; 9 — современные осадки; 10 — известняки; 11 — бокситы; 12 — скважины (а — колонкового бурения, б — УПБ); 13 — разрывные нарушения

ностью в несколько метров, развитая по породам кульбюрстюгской свиты вендского возраста. Коррелятивные ей осадки зафиксированы в составе мартюхинской свиты венда в виде прослоев глиноземистых образований. Юго-восточнее Туимского района, по хребтам Абаканскому и Азырталу, в составе мартюхинской свиты имеется выдержанный горизонт каолинитсодержащих пород.

Возможно к этому же уровню относятся корунд-силлиманитовые разности метаморфических сланцев, залегающих среди карбонатных толщ позднего протерозоя — кембрия в бассейне р. Сейбы Восточного Саяна.

В северо-западной части Восточного Саяна к вендской эпохе корообразования относится Козыреевское проявление бокситов (рис. 3), которое по литологическим особенностям разреза может быть сопоставлено с Боксонским месторождением. По дан-

ным Е. В. Широковой и Д. М. Бондаревой [223], продуктивная пачка залегает на доломитовой толще вендского возраста и перекрывается белыми массивными известняками с раннекембрийскими археоциатами базальнского комплекса. На этом основании они считают возраст бокситоносной пачки раннекембрий-

Таблица 12

Химический состав бокситов и вмещающих пород, данные Д. М. Бондаревой, вес. %

Порода	Кол-во проб	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	П.п.п.*
Бокситы лиловые	10	38,3	9,2	7,2	16,4	11,9	1,7	10,4
Бокситы серые и зеленые	10	36,7	18,9	7,2	7,5	15,0	1,5	9,3
Бокситоподобные породы	17	26,6	34,8	5,5	11,8	4,6	0,6	9,1
Туфы зеленые	32	23,1	40,4	4,8	13,3	3,7	0,6	9,0
Туффиты красноцветные	4	18,5	44,9	3,6	15,9	0,9	0,7	7,8
Известняки подрудные	8	6,1	3,0	1,38	4,4	1,4	0,2	37,4
Доломиты	6	1,9	3,5	0,64	3,2	0,6	0,1	41,8

* Са и Mg не определялись.

ским. Однако с этим выводом можно и не согласиться, так как продуктивная пачка обнажается в тектонических блоках и не имеет нормальных контактов с археоциатовыми известняками. Бокситы (табл. 12) сложены диаспор-бёмитом и образуют пролон и линзовидные тела мощностью до 4,5 м.

В центральной части Восточного Саяна в бассейне рек Малой Бирюсы и Миричуна распространены карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, относимые условно к венду (овсянковская и чатыгойская свиты). По данным Н. Н. Стамборовского и Т. А. Дольник, овсянковская свита является стратиграфическим аналогом одноименной свиты Красноярского края, включающей Козыреевское проявление бокситов, а породы чатыгойской свиты соответствуют карбонатным толщам боксонской бокситоносной серии.

В состав вендской толщи в юго-восточной части Присаянья условно включены также коры выветривания и переотложенные их продукты в виде железисто-каолининовых пород, залегающие в основании мотской свиты венда. В бассейне р. Онота сюда могут быть отнесены маритовые коры выветривания, разви-

тые по породам свиты Соснового байца среднего протерозоя. Все проявления коры выветривания заслуживают дальнейшего изучения.

В Байкальской и Забайкальской складчатых областях довольно широко развиты позднерифейско-раннекембрийские карбонатные отложения, которые условно отнесены к венду. По Ю. К. Горецкому [47], некоторые разрезы имеют много общих черт со строением боксонской серни. В бассейне р. Газимура в алтачинской свите рифей-кембрийского возраста Т. Н. Львовой обнаружена линза корунда, залегающая в верхней части сланцевой пачки на контакте с доломитами.

В Приленской зоне Патомского нагорья, на юго-восток от р. Жуи, в красноцветных отложениях, сопоставляемых с боксонским разрезом, И. В. Нижний [140] обнаружил диаспор и бёмит, Мощность горизонта и количество терригенного материала в нем убывают с северо-запада на юго-восток к Алданскому щиту. В этом же направлении появляется больше чисто рифогенных известняков.

На Таймыре в карбонатных породах колосовской свиты венда, распространенных в бассейнах рек Шренка, Ленинградской и Трауфеттера в соляно-кислых вытяжках содержание Al_2O_3 в несколько раз превышает содержание SiO_2 . Сюда же, с некоторой условностью, можно включить и известняки совинской свиты; возраст свиты рядом исследователей определяется как раннекембрийский. Литология карбонатных толщ Таймыра никем не изучалась, а поэтому, учитывая приведенные данные, они заслуживают серьезного внимания.

На Анабарском поднятии в северо-западной и юго-восточной его частях переотложенные продукты коры выветривания зафиксированы в основании старореченской свиты.

В пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в вендскую эпоху формировались высокоглиноземистые образования, руды железа, титана, марганца, фосфоритов и другие, генетически связанные с корами химического выветривания.

Высокоглиноземистые образования охарактеризованы в разделах предвендская и вендская эпохи кор выветривания.

Железо. На Малом Хингане с рудоносной свитой вендского возраста связаны месторождения и рудопроявления железа. В районе оз. Ханка в рудоносной свите вендского возраста известны джеспилиты [221]. Их химический состав показан в табл. 13.

Марганец. В западной части Восточного Саяна вблизи пос. Зезезено на известняках павловской свиты Г. С. Прокиным обнаружено до 4,5% марганца. В Присяянье, у пос. Ангаула в песчаниках мотской свиты Б. П. Пеляниченко обнаружено 8,97% марганца. В Тулунском районе на участке «Поперечном» вблизи пос. Ишидея в терригенных породах мотской свиты со-

держатся прослойки марганцевых руд с содержанием марганца до 21,71%. В Байкало-Патомской складчатой области, вблизи пос. Жуи М. Я. Дубниковым в металлометрических пробах над породами жербинской свиты обнаружено от 3 до 10% марганца. На Малом Хингане М. Г. Золотым марганец (до 35,24%)

Таблица 13

Химический состав джеспилитов Таловского месторождения, по А. Ф. Шехоркиной [221], вес. %

Проба	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃
Ш-1	3,88	47,30	45,48	0,20	1,27	1,40	0,63	0,50	1,00
Ш-2	2,63	45,76	45,80	0,20	1,30	1,08	0,10	0,56	0,55
Ш-3	7,28	45,35	43,77	0,18	1,09	0,75	0,31	0,41	0,77

обнаружен в железных рудах Стародитурского месторождения. В районе оз. Ханка марганец (до 12%) отмечается А. Ф. Шехоркиной [221] в составе рудоносной свиты.

Титан. Повышенные содержания ильменита (до 160 г/кг) отмечены по р. Голоустной в Прибайкалье, а на Патомском нагорье по р. Жуе (у кл. Кресты) в породах жербинской свиты определено до 3,44% титана.

Фосфориты вендского возраста широко распространены на территории Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. На этом стратиграфическом уровне известны Хубсугульское и ряд других месторождений и проявлений фосфоритов (в Горной Шории — Белкинское; на Батеневском кряже — Карасынский участок; в западной части Восточного Саяна — Сартаковско-Бирюсинское месторождение; в юго-восточной части Восточного Саяна — Хубсугульское и Харанурское месторождения). В Прибайкалье, Учуро-Майском районе, на Сеттэ-Дабане, Малом Хингане и в Приханкайском районе отмечается большое число проявлений фосфоритов.

Таким образом, могут быть сформулированы следующие выводы.

1. Корообразование в пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления проявилось широко и неоднократно повторялось через более или менее одинаковые промежутки времени (см. рис. 2).

2. По минеральному составу среди изученных кор выветривания резко преобладают гидрослюдисто-каолинитовые, изредка встречаются коры выветривания, приближающиеся к латеритному типу.

3. Наиболее высокоременные коры соответствуют раннерифейской (1600 млн. лет), среднерифейской (1100 млн. лет) и венд-

ской (600 млн. лет) эпохам, с которыми генетически связаны месторождения и проявления бокситов, фосфоритов, железных руд и других полезных ископаемых.

Кембрий

За основу расчленения кембрийских отложений принята унифицированная схема стратиграфии Сибирской платформы, выработанная в 1956 г. [163] с учетом дополнений, рекомендованных стратиграфическим совещанием 1965 г. Вслед за многими исследователями [87, 152, 193 и др.] за нижнюю границу кембрия мы принимаем подошву хорошо известного в литературе парфеновского маркирующего горизонта мотской свиты или подошвы иркутского лито-стратиграфического горизонта [69, 70 и др.], а также немакит-далдынского горизонта [92 и др.] и их стратиграфических аналогов. Парфеновский маркирующий горизонт хорошо выдержан по всему юго-востоку Сибирской платформы. Он сложен высокозрелыми кварцевыми и кварцито-видными песчаниками мощностью до 45 м, представляющими собой продукт перемыва и переотложения предкембрийской коры выветривания. Эти отложения являются основанием крупного раннекембрийского цикла осадкообразования.

Сохранившиеся от размыва маломощные коры выветривания в кембрии Сибирской платформы известны к настоящему времени лишь в ее северо-восточной и юго-восточной частях. В северо-восточной части они были установлены на Оленекском поднятии [44]. Выявленные в обнажениях на р. Куойке раннекембрийские коры выветривания приурочены к переходной зоне между чабурским и куранахским горизонтами алданского яруса, а на р. Чомурдах и р. Оленек в районе устья р. Некекит — к основанию ленского яруса раннего кембрия (низы куонамского горизонта). На обоих уровнях коры выветривания залегают в виде маломощных (0,15—0,5 м с отдельными раздувами до 1,0—1,5 м) выдержанных по простираанию зон, сложенных зелеными с различными оттенками глинами и глинисто-алевритовыми образованиями, иногда с обломками подстилающих коры выветривания карбонатных пород. Преобладающими минералами глинистых фракций в них являются гидрослюда и каолинит. В корах выветривания присутствуют хлорит, кварц, опал, кальцит, ярозит, железистые соединения и марганецсодержащие минералы, фосфаты и фосфатизированный глауконит. В отдельных образцах алеврито-глинистых отложений основания куонамского горизонта, обнажающихся на р. Чомурдах, по данным Л. П. Смирнова и И. А. Старчик, содержание P_2O_5 достигает 17—19%. Эти образования залегают на слабо закарстованной поверхности известняков куранахского горизонта и перекрываются битуминозными сланцами ленского яруса.

Несколько отличные по составу элювиальные коры выветривания описаны Н. И. Гогоиной на р. Беенчиме (левый приток р. Оленек). Здесь на закарстованной поверхности позднекембрийских доломитов туркутской свиты лежит зона сильно трещиноватых, участками брекчиевидных доломитов мощностью 0,7—0,8 м, с частыми ржаво-бурыми пятнами гидроокислов железа, с включениями гипса по трещинам и гнездами кальцита. Карстовые полости глубиной 0,2—0,5 м выполнены песчано-глинистыми ожелезненными базальными отложениями чабурского горизонта, характеризующимися повышенными (до 1—2,5%) содержаниями пятнокиси фосфора.

На юго-востоке Сибирской платформы отчетливые признаки кор выветривания позднекембрийско-раннекембрийского возраста, по данным В. В. Скотаренко [176], отмечаются в пределах Алданского щита в бассейне рек Ингили и Большой Кандиик. В бассейне р. Ингили продукты коры выветривания развиты по глинисто-карбонатным породам устькирбинской свиты и перекрываются терригенно-карбонатными образованиями юдомской свиты. Кора выветривания слагается внизу неокатанными обохренными обломками подстилающих карбонатных пород (структурный элювий), сцементированных пестроцветным глинисто-алевритовым цементом. В верхних частях разреза преобладают ярко окрашенные глинистые образования гидрослюдистого и реже каолинит-гидрослюдистого состава. Мощность коры выветривания на данном участке нередко достигает 1,5 м.

В других районах платформы пока установлены лишь реликты остаточных кор выветривания и переотложенные их продукты в виде горизонтов повышенно глиноземистых пелитовых пород и пород с высокозрелым составом обломочного материала песчано-алевритовой размерности, участками с повышенной фосфатоносностью и марганценосностью. Эти образования имеют широкое площадное распространение и прослеживаются на нескольких стратиграфических уровнях.

Наиболее широко на Сибирской платформе распространены высокозрелые породы раннеалданского возраста. По-видимому, на этой территории кембрийскому осадкообразованию предшествовали условия, благоприятные для формирования мощных кор химического выветривания, уничтоженных в раннем кембрии. Реликты этих кор в виде глинистых образований гидрослюдисто-каолинитового или хлорит-гидрослюдистого состава, участками с примесью гиббсита или диаспора, сохранились к настоящему времени в отдельных районах Анабарского массива [182], Оленекского и Хараулахского поднятий, в Учуро-Майском районе [65], в пределах Витимо-Патомского нагорья [31, 37 и др.], в южном Присаянье [16, 37 и др.], а также вскрываются некоторыми скважинами в юго-восточной части Иркутского амфитеатра [152].

На Анабарском массиве маломощные реликты предкембрийской коры выветривания отмечены Л. П. Смирновым [182] в долине р. Лучакан в виде высокоглиноземистых слюдисто-карбонатно-глинистых и песчаю-алевритовых осадков, залегающих в карстовых воронках и мелких впадинах (диаметром до 0,5—0,6 и глубиной 0,3—0,5 м) на поверхности глинистых доломитов и строматолитовых доломитовых известняков старореченской свиты позднего докембрия. Стенки большинства углублений карбонатных пород покрыты буровато-коричневой корочкой ожелезнения мощностью до 5 см. Тяжелые фракции продуктов кор выветривания, относимых Л. П. Смирновым к основанию чабурского горизонта (низы раннего кембрия), характеризуются повышенными содержаниями черных рудных минералов и сульфидов по сравнению с вышележащими терригенными осадками. В легких фракциях преобладают обломки кварца, кварцитов и других кремнистых пород, встречающихся на площади развития выходов кристаллического фундамента на дневную поверхность.

Близкие по характеру реликты коры выветривания установлены тем же исследователем [182] на левом берегу р. Лены (Хараулахское поднятие) в приустьевой части ручья Биэсэккэбит. Субстратом ее являются массивные доломитовые известняки и реже глинистые доломиты хараютехской свиты позднего докембрия. Кора выветривания представляет собой осветленную зону выщелоченного пористого доломита мощностью до 0,6 м с карстовыми карманами глубиной до 0,2—0,3 м, выполненными доломитовой «мукой» светло-серого цвета с ржаво-бурыми пятнами и со значительной примесью песчано-глинистого материала. Эти образования перекрываются слоем брекчии мощностью 0,35 м, состоящей из обломков кварц-полевошпатового песчаника размером до 10 см, сцементированных известковистым песчаником того же состава. Среди кластического материала песчаников широко распространены сильно выветрелые калиевые полевые шпаты. Крупные обломки брекчий, как правило, окружены тонкой светло-зеленой или зеленовато-серой оторочкой хлорит-гидрослюдистого состава. Выше брекчий залегают терригенные образования, относимые большинством исследователей к основанию раннего кембрия.

Реликты гиббситоносной коры выветривания мощностью до первых десятков сантиметров предположительно раннекембрийского возраста обнаружены геологами ГИНа (Семихатов и др.) в Учуро-Майском районе на левом берегу р. Аллах-Юнь. Кора выветривания подстилается темно-серыми глинистыми сланцами и алевритами устькирбинской свиты и перекрывается буровато-серыми доломитами юдомской свиты. Слагается она глинистыми породами преимущественно гидрослюдистого состава с примесью гиббсита, каолинита и гематита. Иногда встречаются линзы кварцевых песчаников. По данным количественного

спектрального анализа содержание окиси алюминия в ней достигает 79,43%, SiO_2 12,59% и Fe_2O_3 2,9% [65].

В обнажениях по р. Иркут и некоторых других участках южного Присаянья сохранившиеся от размыва и разрушения продукты коры выветривания слагаются преимущественно вишнево-коричневой глинистой дресвой сильно разложенных гранитоидных пород. Дресва состоит из железисто-глинистой массы, в которой в большом количестве присутствуют угловатые и неправильно изометричные зерна кварца. Преобладающими минералами глин являются гидрослюды. Каолинит в них фиксируется лишь при электронномикроскопических исследованиях. Нижние части кор выветривания слагаются хлоритизированными и пелитизированными разрушенными породами с реликтовой структурой гранитоидов. Мощность выветрелых пород колеблется от нескольких сантиметров до 3—5 м.

Перекрывающие кору выветривания базальные слои мотской свиты представляют собой типичные продукты переотложенных кор выветривания. Они слагаются полевосплат-кварцевыми (при значительном преобладании кварца) песчаниками, участками с примесью гравия и мелкой гальки кремнистых пород и гнейсов. По данным Я. К. Писарчик [152 и др.], аксессуарии в песчаниках представлены главным образом устойчивыми минералами — турмалином, цирконом, рутилом, бесцветным гранатом, а также черными и бурыми рудными минералами, лейкоксеном и др. На обломочных зернах нередко присутствует красновато-коричневая гематитовая «рубашка». Цементированы они глинистым, местами гематитизированным цементом хлорит-гидрослюдистого состава. Довольно широко развит вторичный кварцевый цемент регенерации, что придает породам кварцитовидный облик. Высокозрелые продукты переотложенных кор выветривания раннеалданского возраста в виде мономинеральных кварцевых и кварцитовидных песчаников, приуроченных к основанию мотской свиты и известных под именем парфеновского маркирующего горизонта, широко распространены не только в южных районах Присаянья и Прибайкалья, но и во внутреннем поле Иркутского амфитеатра. В юго-западных районах Сибирской платформы стратиграфическими аналогами мотской свиты являются отложения усть-тагульской (Северо-Западное Присаянье), островной и тасеевской (южные отроги Енисейского кряжа) свит. Как правило, они залегают трансгрессивно с признаками размыва на подстилающих позднедокембрийских образованиях. В нижних частях их преобладают грубообломочные породы с высокозрелым составом терригенного песчано-алевритового, а также глинистого материала [183]. По характеру обломочного материала и степени зрелости эти осадки вполне сопоставимы с отложениями парфеновского горизонта юго-восточных частей Иркутского амфитеатра. Таким образом, вывод В. Г. Постникова [159] о том, что «... парфеновский горизонт в

региональном плане залегает несогласно на подстилающих отложениях, а в его подошве выделяются породы типа переотложенной коры выветривания» (с. 5), сделанный для восточных частей Иркутского амфитеатра, можно считать справедливым для всего юга Сибирской платформы.

На северо-западе Сибирской платформы в бассейне р. Сухарихи мономинеральные кварцевые и кварцитовидные песчаники серого и светло-серого цвета наблюдаются в нижней части сухарихинской свиты вендско-раннекембрийского возраста. В верхнем течении реки близ водопада вышеупомянутые песчаники располагаются в 110—115 м выше подошвы свиты. Они залегают на неровной денудированной поверхности шестиметровой пачки серых и темно-серых фосфатизированных обломочных псаммито-псефитовых известняков. В цементе последних наблюдаются сгустки и равномерно рассеянные агрегаты пелитоморфного коллофана, а общее содержание пятиоксида фосфора в них достигает 2—3% [168].

Кроме вышеописанных, переотложенные продукты кор химического выветривания предположительно раннеалданского возраста известны на Оленекском поднятии. Здесь, по данным Н. И. Гогиной [44], на левом берегу р. Оленек, в 12 км выше устья р. Куойки, в основании чабурского горизонта нижнего кембрия залегают зеленовато-серые с буроватыми пятнами глинистые породы гидрослюдисто-каолинитового состава с редкими обломками алевролитов, характерных для верхов подстилающих верхнедокембрийских отложений туркутской свиты. Присутствуют черные примазки и отдельные мелкие включения марганецсодержащих минералов. В тяжелой фракции встречены циркон, гранат, эпидот и черные рудные минералы. Мощность этих образований не превышает 0,5—0,8 м.

Высокоглиноземистые пестроцветные продукты переотложенной коры выветривания отмечены Ю. П. Бутовым [31] среди нижнекембрийских карбонатных отложений Витимского плоскогорья. Здесь в бассейнах рек Багдаринки, Усоя и Чины горизонт переотложенных продуктов коры выветривания предположительно раннеалданского возраста залегает на контакте тилимской и якишинской свит и имеет мощность 7—30 м. Горизонт сложен серыми и темно-серыми иногда с бурым оттенком глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и аргиллитами часто с включениями углисто-кремнисто-карбонатных желваков диаметром 0,5—2,0 см. По данным Ю. П. Бутова [31], в сланцах и аргиллитах присутствует каолинит (до 50—60%) и в отдельных пробах — диаспор (?). Однако общее содержание глинозема в глинистых фракциях невелико и, как правило, не превышает 22%. Аргиллиты слабо фосфатизированы (до 2,3% P_2O_5) и характеризуются повышенными концентрациями двуоксида титана (до 1—3%), а также окислов железа (до 10—15%). Ю. П. Бутов

считает этот горизонт перспективным на бокситы, фосфориты и, возможно, на свинцово-цинковые руды осадочного генезиса.

С переотложенными продуктами кор выветривания связаны, по-видимому, три уровня повышенно фосфатноносных осадков раннекембрийского возраста, обнаруженные В. Е. Савицким и Б. Б. Шишкиным [168], Е. А. Басковым и др. [10], В. И. Драгуновым и др. [203] в Приенисейской зоне Сибирской платформы, на северном склоне Анабарского щита и в Юдомо-Майском районе. Эти уровни (раннеалданский, позднеалданский и позднеленский) повышеннофосфатноносных образований по времени близко совпадают с уровнями развития остаточных продуктов кор выветривания, а также и переотложенных их продуктов, в виде горизонтов высокоглиноземистых пород и высокозрелых кварцевых песчаников, описанных выше.

Реликты раннеленских переотложенных продуктов коры выветривания зафиксированы В. М. Евтушенко [92] в бассейне р. Некекит в 5,5 км выше ее устья. Они залегают здесь в основании бороулахского маркирующего горизонта куонамской свиты в виде маломощного (до 0,25 м) прослоя рыхлой глинистой породы ярко-желтого и зеленовато-желтого цвета с включениями угловатых обломков подстилающих известняков. Перекрываются глинистые породы темно-серыми сапропелитовыми слабо кремнистыми и слабо известковистыми тонкоплитчатыми аргиллитами. Хотя авторы [92] и не отмечают перерыва в осадкообразовании между еркекетской и куонамской свитами и не относят эти рыхлые глинистые образования к продуктам кор выветривания, однако наличие одновозрастных им реликтов элювиальных кор выветривания в других районах Оленекского поднятия [44 и др.] и присутствие среди пестроцветных глинистых осадков обломков подстилающих карбонатных пород свидетельствуют скорее всего о том, что и в данном районе в конце алданского — начале ленского времени имели место процессы корообразования.

Продукты кор выветривания кембрийского возраста в виде небольших линз и прослоев высокоглиноземистых и бокситоносных пород, развитых приблизительно на тех же стратиграфических уровнях, что и на Сибирской платформе, известны в настоящее время и в других районах Сибири и Дальнего Востока. Характеристика этих продуктов, встречающихся в пределах Алтае-Саянской складчатой области, приводится в соответствующих разделах I книги монографии. Здесь же мы останавливаемся лишь на характеристике кор выветривания раннеалданского и позднеленско-раннеамгинского времени, развитых на востоке страны соответственно в Малохинганском и Приханкайском районах. Описание их приводится по материалам В. В. Жабины [65].

На территории Малого Хингана кора выветривания предкембрийского возраста описана в 1966 г. Л. Д. Денисовой и

Р. П. Головиной в районе г. Столбовой. Остатки коры были обнаружены В. А. Махининым и Л. Д. Денисовой при полевых исследованиях в 1964—1966 гг. в основании лондоковской свиты. По данным Л. Д. Денисовой и Р. П. Головиной [54], кора развивается как по углисто-глинистым сланцам подрудного горизонта рудоносной свиты, так и на гематитовых рудах ее рудоносного горизонта. В обоих случаях наблюдается зональное строение с постепенным переходом от свежих пород к корам. Верхние горизонты в корах характеризуются галлуазитовым, а нижние — гидрослюдистым составом. Кора, развитая на железных рудах, имеет ярко-желтый цвет и повышенное содержание свободного глинозема. Продукты коры с размывом и угловым несогласием перекрыты известняками лондоковской свиты, в основании которой отмечаются повышенные значения кремневого модуля (2,27), при абсолютных содержаниях Al_2O_3 0,02—16,2% и SiO_2 0,01—7%.

В профиле коры, развитой по глинистым породам, выделено (снизу вверх):

зона дезинтеграции — характеризуется механическим разрушением пород с незначительным образованием гидрослюд. По трещинам видны гидроокислы железа;

зона выщелачивания (литомарж) — в породе сохраняется сланцеватость исходных пород, изменяется состав и появляются желтоватые и пепельно-серые цвета окраски. Основная масса породы имеет гётит-гидрослюдистый состав (установлено термическим анализом);

зона гидролиза — здесь преобладают белые, желтые и оранжевые цвета, в которые окрашены глиноподобные и фарфоровидные породы. Текстура и минералогическая связь с исходными породами полностью утрачена. Под микроскопом видны пелитовые частички гидрослюды, хлопья и сгустки гётита и рассеянные зерна кварца. По трещинам и пустоткам развивается халцедон. Термическим анализом установлены галлуазит, с примесью гётита и гидрослюды. Кремневый модуль в породах этой зоны несколько превышает 0,30;

зона конечного гидролиза, по мнению Л. Д. Денисовой, представлена самым нижним ее горизонтом, где еще нет значительных скоплений свободного глинозема. Породы имеют каменистый глиноподобный облик пестрой окраски, среди которой преобладают белые, желтые, оранжевые и красные цвета. Под микроскопом видна пелитовая глинистая порода с редкими чешуйками гидрослюды и зернами кварца, густо пропитанная гётитом и гидрогётитом. Присутствующий галлуазит образует тонкодисперсные массы или волокнистые агрегаты. В количественном отношении его значительно больше чем в зоне гидролиза. По-видимому, этим и объясняется повышение кремневого модуля до 0,87.

В процессе выветривания в зоне гидролиза происходит вынос SiO_2 в количестве 90 мг/см³, содержание которого возрастает до 228 мг/см³ в зоне конечного гидролиза. Соответственно происходит и накопление Al_2O_3 от 352 до 504 мг/см³. В то же время в зоне конечного гидролиза происходит вынос железа и марганца. Снизу вверх по профилю коры уменьшается плотность пород от 1,89 до 1,55. По данным спектрального анализа из коры выносятся медь, цинк, ванадий и накапливаются молибден и др.

На основании вышеизложенного Л. Д. Денисова относит эту породу к латеритному типу.

Кора на железистых кварцитах не имеет зональности. Здесь сразу на дезинтегрированных гематитовых кварцитах наблюдается слой (0,5—2 м) порошковатых ярко-желтых охр с незначительной примесью глинистого материала. В порошковатой массе встречаются округлые и неправильной формы бобовины (2—3 мм) глинистого состава. Под микроскопом видна непрозрачная железистая масса с пятнами опала и чешуйками гидрослюда. Термикой определен гидрогётит.

Из зоны охр происходит вынос SiO_2 (1833 мг/см³ против 1412), однако Al_2O_3 ведет себя устойчиво. В то же время содержание марганца уменьшается в два раза и почти полностью исчезает закисное железо. За счет незначительного накопления глинозема кремневый модуль возрастает от 0,19 до 0,29 в зоне охр.

Оба типа кор Л. Д. Денисова относит к латеритному типу, а отсутствие типичных латеритов в описанных профилях объясняет интенсивным размывом и возможной ресилификацией минералов глинозема и переходом их в глинистые образования.

В Приханкайском районе кора химического выветривания распространена на участке Меркушевского проявления бокситов, залегающих предположительно на границе нижне- и среднекембрийских образований [221]. Бокситы имеют диаспор-бёмитовый состав и приурочены к подошве известняков кнорингской свиты, образуя небольшие залежи и маломощные прослои. На этом же уровне отмечаются и небольшие скопления железных руд.

Ордовик

Главнейшие перерывы осадконакопления в раннем палеозое на территории западной окраины Сибирской платформы сопровождались образованием кор выветривания различного типа, переотложенные продукты которых встречаются в отложениях байкитской свиты, криволуцкого, мангазейского и ландоверского ярусов. Кроме этого, установлен ряд проявлений кор выветривания «in situ» на осадочных породах нижнего ордовика.

Кора выветривания конца чуньского — начала байкитского времени встречена на Верхне-Лебедянском поднятии в верховьях р. Подсопочной (рис. 4). Развивалась она по полевошпат-кварцевым алевролитам кровли чуньского яруса. На породах субстрата снизу вверх выделяется две зоны:

гидрослюдисто-гидрогётитовая, сложенная песчанистыми алевролитами. Терригенный материал в них составляет 40—80% и представлен зернами кварца с примесью серицитизированных полевых шпатов (1—2%) и чешуйками слюд. Цемент гидрогётит-гидрослюдистый 1,1 м

гидрогётит-каолинитовая слагается красными алевролитами с железисто-глинистым цементом. Терригенный материал представлен обломками кварца 1,0 м

Кора выветривания перекрыта толщей кварцевых (14,6 м) светло-розовых байкитских песчаников.

Химический состав продуктов выветривания нижнепалеозойских пород, вес %

Компо- ненты	Номера анализов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	—	85,71	85,12	83,44	87,20	58,84	90,08	92,37
Al ₂ O ₃	—	1,43	2,19	2,98	5,63	7,55	1,40	1,34
TiO ₂	0,50	0,59	0,50	0,83	0,10	0,52	0,24	0,15
Fe ₂ O ₃	18,72	3,53	3,14	2,91	2,31	8,57	Н. о.	0,20
FeO	—	3,60	3,71	3,66	—	—	2,62	1,77
P ₂ O ₅	1,32	0,27	0,21	0,16	0,47	0,23	0,31	0,23
MnO	3,9	0,43	0,36	0,90	0,06	5,16	0,08	0,05
CaO	—	1,17	1,28	1,43	1,01	4,88	0,90	1,80
MgO	—	0,21	0,19	0,22	0,28	0,49	0,29	0,34
Na ₂ O	—	0,12	0,08	0,10	0,09	0,04	0,06	0,04
K ₂ O	—	1,20	1,23	1,19	1,12	Н. о.	0,30	0,25
П.п.п.	—	1,25	1,29	1,52	—	8,00	1,38	1,24
H ₂ O	—	0,16	0,14	0,11	—	1,25	0,20	0,19
СuO	—	0,37	0,41	0,42	—	3,75	2,19	1,63
Σ		100,04	99,85	99,87	98,27	100,16*	100,05	101,60

* Дополнительно определены 0,04% Ni; 0,60% Co; 0,006% Cr; 0,0002% Ag;

** Дополнительно определены 0,45% S_{вал} и 1,02% BaO.

Переотложенные продукты кор выветривания этого возраста встречены в бассейнах рек Вороговки, Подкаменной Тунгуски и на Верхне-Лебедянском поднятии.

В бассейне среднего течения р. Вороговки (на левом берегу р. Рыбной, в 1,4 км выше ее устья) на контакте между осадками чуньского и байкитского времени установлены вишнево-бурые конгломераты. Галька в них представлена обломками кварца, силицитов, сланцев, гранитов, флинтклевов и фосфоритовых желваков. Цемент в конгломератах базальный, бурожелезняковый с примесью каолинита. Химический состав конгломератов приводится в табл. 14 (ан. 1). Аналогичные переотложенные продукты выветривания вскрыты и на Верхне-Лебедянском поднятии.

На левом берегу р. Подкаменной Тунгуски в 100 км выше ее устья продукты переотложения представлены вишневыми и вишнево-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песча-

никами и алевролитами (15 м) с гидрослюдисто-каолинитовым цементом. Полевые шпаты серицитизированы и каолинизированы.

Кроме этого продукты, синхронные коре выветривания, встречаются на правом берегу р. Подкаменной Тунгуски, в 12 км

Таблица 14

(описание см. в тексте)

9	10	11	12	13	14	15	16	17
93,03	92,69	92,96	23,50	36,70	25,10	44,17	3,00	28,33
1,02	1,18	1,21	9,57	8,23	11,72	2,73	1,73	6,53
0,16	0,15	0,10	0,50	0,40	0,60	0,40	0,40	0,31
0,33	0,34	0,22	26,08	14,74	20,38	6,13	83,20	9,92
1,41	1,49	1,61	0,31	2,40	3,51	1,64	0,85	1,78
0,29	0,26	0,32	8,51	3,85	13,10	9,27	1,83	14,11
0,06	0,06	0,08	0,15	0,09	0,11	0,48	0,13	0,80
1,36	1,23	1,28	18,10	16,67	20,06	22,92	4,65	24,11
0,32	0,28	0,31	3,00	3,40	1,10	1,21	0,47	1,00
0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,08	0,19	0,37
0,32	0,35	0,37	0,08	0,16	0,20	0,60	0,17	0,45
1,04	1,07	1,10	10,06	13,42	4,90	9,85	3,65	9,75
0,12	0,11	0,11	—	—	—	0,10	0,35	0,42
0,42	0,50	0,37	—	—	—	—	—	—
99,90	99,75	100,08	99,88	100,10	100,82	99,58	100,62	99,35**

0,001% V и 0,20% Zr.

ниже устья р. Столбовой. Здесь на красноцветных осадках чуньской свиты согласно залегает горизонт светло-серых пятнистых кварцевых песчаников байкитской свиты, в основании которого встречаются зеленоватые и бурые включения гидроокислов железа размером до 5 мм в диаметре. В 2 метрах от основания отмечается прослой (0,8 м) обогащенный малахитом и халькозином. Химические анализы песчаников горизонта приведены в табл. 14 (ан. 2, 3, 4).

Кора выветривания конца байкитского — начала криволучского времени встречена на Лиственичном и Суломай-Лебяжинском поднятиях (см. рис. 4).

На Лиственичном поднятии она зафиксирована на правом берегу р. Подкаменной Тунгуски, в 2 км ниже о. Коса Белая [212], в 4 км выше устья р. Столбовой [42] и в верховьях р. Тукалона (устное сообщение Г. И. Качасова). Формировалась кора выветривания по песчаникам байкитской свиты и перекры-

вается фаунистически охарактеризованными отложениями криволицкого яруса.

В результате проведенных исследований на неизменных песчаниках (снизу вверх) были выделены три зоны (рис. 5, табл. 15).

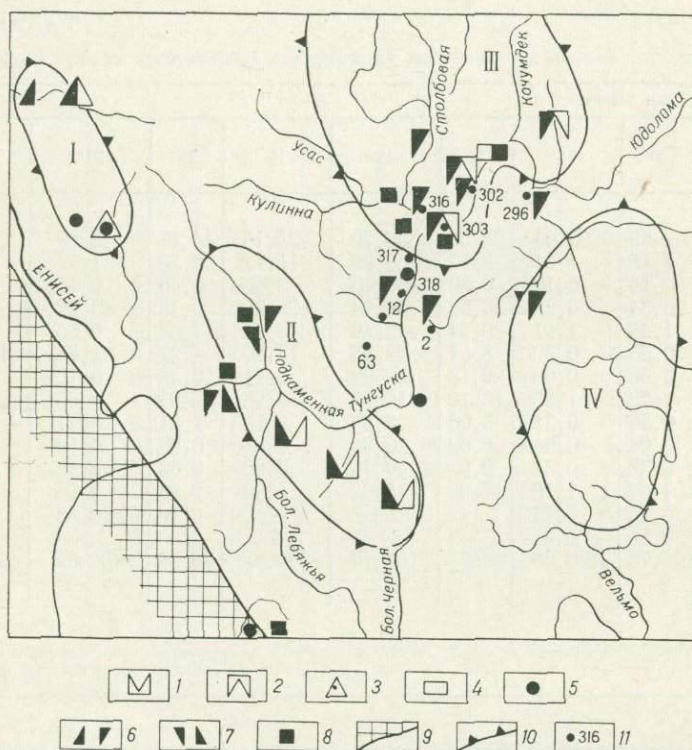


Рис. 4. Схема проявлений ордовикских кор выветривания на западной окраине Сибирской платформы.

1—4 — типы кор выветривания (1 — гематит-гётит-гидрогётитовая, гематит-гидрогётитовая, 2 — гематит-гидрогётит-фосфатная, 3 — гидрогётит-каолининовая, 4 — каолинигидроглистчатая); 5—8 — возраст кор выветривания и их переотложенных продуктов (5 — конца чуньского — начала байкитского времени, 6 — конца байкитского — начала криволицкого времени, 7 — конца байкитского или конца криволицкого — начала мангазейского времени, 8 — конца ордовикского — начала силурийского времени); 9 — граница основной области сноса; 10 — граница раннепалеозойских валобразных поднятий (I — Верхне-Лебедяжское, II — Суломой-Лебяжинское, III — Лиственничное, IV — Вельминское); 11 — обнажение и его номер

Породы субстрата (Г) слагаются буровато-серыми кварцевыми песчаниками. Терригенный материал в них составляет 85—93% и представлен угловатыми и окатанными зернами кварца (83—89%) и силицитов (3—4%, иногда до 10%). Обломки кварца часто содержат включения циркона, турмалина, апатита и ожелезненных слюд. Силициты встречаются как свежие, так и слабо ожелезненные и сложные мелкими зернами кварца, халцедона, кремнистых спикул губок. По трещинам в силицитах выделяются гидроокислы железа и фосфаты. Химический состав силицитов приводится в табл. 14 (ан. 5).

Цемент песчаников поровый и выполнения, кальцитовый составляет 7—14% породы. В цементе отмечаются плохо сохранившиеся остатки редких раковин брахиопод и гастропод.

Зона вторичного окремнения (В) слагается бело-серыми, буроватыми сливными кварцевыми песчаниками. Терригенный материал в них составляет 94—99% и представлен угловатыми и окатанными зернами кварца (89—95%) и силицитов (3—10%). Цемент песчаников поровый регенерационный кремнистый. В кровле зоны (0,5—1,0 м) отмечаются черные стяжения размером до 2—3 см, составляющие 1,5—2% от объема пород. Минералого-петрографическое изучение их показало, что сложены стяжения кварцем, халцедоном, халькозином и манганосидеритом. Химический состав их приводится в табл. 14 (ан. 6). В средней части зоны (2—5 м) отмечается горизонт с неравномерно распределенными гнездами железомедистых минералов: пирита, халькопирита, халькозина, малахита, азурита, ковеллина и даже самородной меди. Последние четыре минерала являются вторичными. Гнезда ржаво-бурого и голубовато-зелено-серого цвета, размером 5×10 см (иногда до 1 м). Химический состав их приводится в табл. 14 (ан. 7, 8). Представление о составе песчаников горизонта, обогащенного минералами меди, дают химические ан. 9, 10, 11 (см. табл. 14). В нижней части зоны медная минерализация отсутствует. Общая мощность зоны вторичного окремнения 5—10 м.

Гидрогётит-шамозит-фосфатная зона (Б) составляет 2,2—2,5 м и слагается вишнево-бурыми грубозернистыми песчаниками, состоящими на 60—70% из трещиноватых, в нижней части зоны регенерированных зерен кварца, содержащих железистые включения. Обломки сильно измененных силицитов составляют 3—4% породы. Присутствуют желваки фосфоритов размером от 0,5 до 2—3 мм, редко до 10 мм. В породе отмечаются интенсивно фосфатизированные и неравномерно распределенные остатки раковин.

В нижней части зоны до 1,5% породы составляют оолиты гидрогётит-гётитового, гидрогётит-шамозитового, гидрогётит-фосфатного, шамозит-фосфатного и фосфатного составов. Шамозит определен Н. А. Красильниковой и А. И. Смирновым [99]. Размеры оолитов 0,36—0,54 мм. Строение их концентрическое с кварцем или железистым обломком в центре.

Цемент породы гётит-гидрогётитовый, шамозитовый, каолинит-гидрослюдастый, кальцитовый, базальный, участками поровый и составляет 20—30%. Каолинит и гидрослюда содержатся в небольшом количестве. Каолинит отмечается в форме мелких вытянутых воротничковых образований, а гидрослюда в виде мелкочешуйчатых агрегатов. Присутствуют они в основном в верхней части зоны. Кальцит замещает железистый материал в концентратах оолитов и корродирует по периферии зерна кварца. В цементе он развивается по гидрогётиту и шамозиту, сохраняя структуру последнего. Кроме железистых минералов в цементе отмечаются единичные зерна циркона и лейкоксенизированного рутила.

Верхняя зона (А) мощностью 0,05—0,10 м слагается вишневой, вишнево-бурой гематит-гётит-гидрогётитовой песчаной породой. Терригенный материал в ней составляет 25—33% и представлен обломками кварца с железистыми включениями. В породе содержится 2—3% фосфатизированных остатков раковин, крустифицированных обычно щеточками шамозита, и 4—5% фосфоритовых желваков. Каолинит встречается крайне редко. Основная масса породы представлена гематитом, гётитом, гидрогётитом и железистыми фосфатами с единичными зернами лейкоксена и циркона.

По результатам химических анализов построена диаграмма распределения окислов (см. рис. 5) в коре выветривания. Поставщиком алюминия и железа служили, очевидно, силициты, а фосфора — силициты и вкрапленный в кварц апатит.

Черные желваки, отмеченные в кровле зоны вторичного окремнения, являются химическими продуктами выноса элемен-

Химический состав пород коры выветривания (правый берег р. Подкаменной
(в числителе — вес. %; в знаменателе — $л \cdot 10^{-5}$ г/см³)

Зоны коры выветривания (см. рис. 5)	Минерально-петрографический состав зон и субстрата	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Гематит-гётит-гидрогётитовая (А)	Гематит, гётит, гидрогётит, лептохлорит, фосфаты, кварц, каолинит, гидрослюда, кальцит, лейкоксен, циркон	3,05	$\frac{35,75}{1,089}$	$\frac{5,74}{0,177}$	$\frac{14,50}{0,44}$	$\frac{2,50}{0,076}$
Гидрогётит-шамозит-фосфатная (Б)	Гидрогётит, гётит, лептохлорит, фосфаты, пирит, каолинит, гидрослюда, лейкоксенизированный рутил, циркон, кальцит, разложившиеся обломки силицитов	2,20	$\frac{38,38}{0,844}$	$\frac{8,26}{0,182}$	$\frac{7,66}{0,169}$	$\frac{1,50}{0,033}$
		2,20	$\frac{63,38}{1,394}$	$\frac{1,72}{0,038}$	$\frac{3,51}{0,083}$	$\frac{1,67}{0,040}$
		2,15	$\frac{60,14}{1,321}$	$\frac{1,44}{0,031}$	$\frac{3,85}{0,083}$	$\frac{2,33}{0,050}$
Вторичного окремнения (В)	Кварц, фосфатосодержащие обломки силицитов, апатит в кварце, рутил, циркон, пирит, халькозин, халцедон, манганосидерит, малахит, азурит, самородная медь, халькопирит, ковеллин	2,25	$\frac{95,30}{2,143}$	$\frac{1,28}{0,029}$	$\frac{0,67}{0,015}$	$\frac{0,91}{0,020}$
		2,25	$\frac{97,04}{2,181}$	$\frac{0,62}{0,014}$	$\frac{0,71}{0,016}$	$\frac{0,95}{0,020}$
		2,26	$\frac{93,27}{2,102}$	$\frac{0,40}{0,009}$	—	$\frac{2,62}{0,057}$
		2,26	$\frac{94,00}{2,124}$	$\frac{0,34}{0,008}$	$\frac{0,20}{0,005}$	$\frac{1,77}{0,034}$
Субстрат (Г) (песчаники)	Кварц, фосфатосодержащие обломки силицитов, апатит в кварце, рутил, циркон, кальцитовые остатки фауны	2,27	$\frac{82,91}{1,887}$	$\frac{0,51}{0,011}$	$\frac{0,72}{0,016}$	$\frac{0,90}{0,020}$

* Данные спектрального анализа.

Тунгуски в 2 км ниже о. Коса Белая и в 4 км выше р. Столбовой)

TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п	H ₂ O	V*	Cu*
1,10	4,44	0,55	19,90	2,13	0,03	0,06	12,40	0,87	0,003	0,002
0,034	0,135	0,017	0,607	0,065	0,001	0,002	0,378	0,027	9,15	6,10
0,58	1,54	0,42	25,01	0,85	0,04	—	14,82	0,40	0,004	0,002
0,013	0,034	0,009	0,550	0,019	0,0009	—	0,326	0,009	8,80	4,40
0,30	6,72	0,38	15,33	0,30	0,06	0,02	5,61	0,37	0,002	0,004
0,0066	0,153	0,008	0,341	0,007	0,002	0,001	0,124	0,008	4,40	8,80
0,44	7,28	0,32	16,80	0,47	0,13	0,15	5,63	0,37	0,002	0,003
0,009	0,157	0,007	0,361	0,010	0,003	0,003	0,111	0,007	4,30	6,45
0,23	0,16	0,08	0,11	0,45	0,08	0,32	0,51	0,08	0,002	0,100
0,0053	0,003	0,002	0,002	0,004	0,002	0,007	0,011	0,002	4,50	2,25
0,13	0,04	0,08	0,09	0,18	0,05	0,07	0,20	0,07	0,002	0,030
0,003	0,001	0,002	0,002	0,004	0,001	0,002	0,004	0,002	4,50	67,5
0,24	0,31	0,08	1,30	0,29	0,06	0,30	1,38	0,20	—	—
0,005	0,007	0,002	0,029	0,006	0,001	0,007	0,031	0,004	—	—
0,15	0,23	0,05	1,80	0,34	0,04	0,25	1,24	0,19	—	—
0,003	0,006	0,001	0,035	0,008	0,001	0,006	0,024	0,004	—	—
0,12	0,26	0,008	7,05	0,57	0,11	0,52	6,02	0,08	0,001	0,004
0,003	0,006	0,002	0,160	0,012	0,003	0,011	0,137	0,002	2,27	9,08

тов из коры выветривания. При сравнении химических составов пород субстрата, элювия и продуктов выноса видно, что в растворах из коры выветривания выносились главным образом кремнезем, медь и марганец, в равной степени как выносились так и накапливались глинозем и железо и в основном накопи-

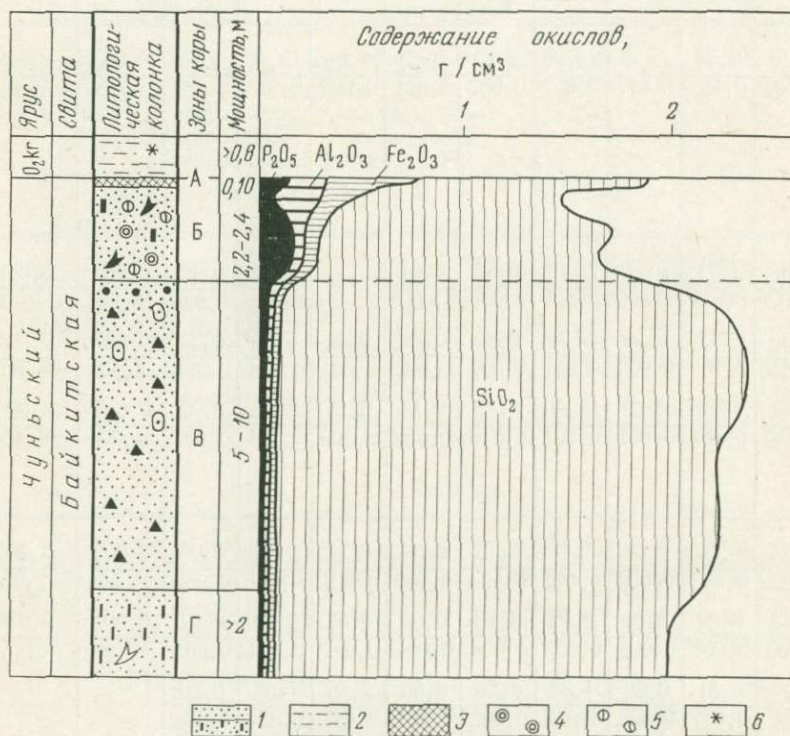


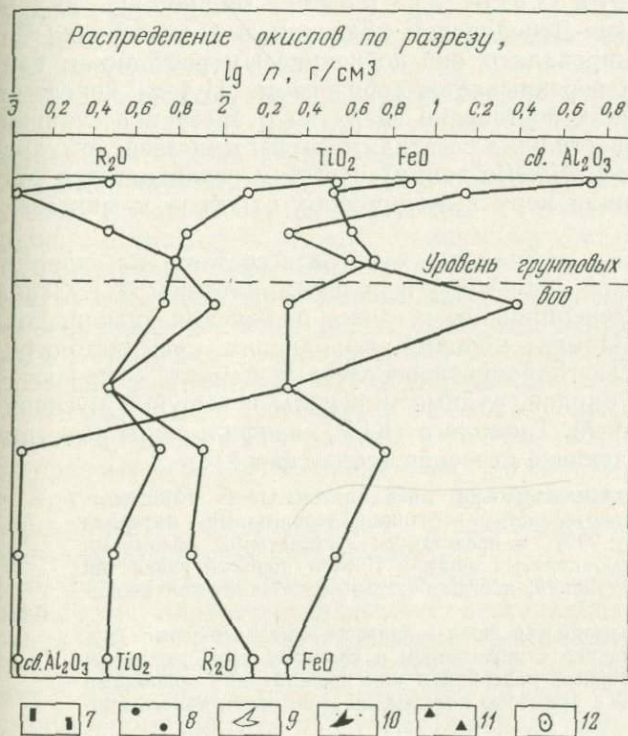
Рис. 5. Литолого-геохимическая характеристика коры выветривания (р. Подкаменная Тунгуска, правый берег, 2 км ниже о. Коса Белая и 4 км выше устья р. Столбовой). 1 — песчаники, известковистые песчаники; 2 — алевролиты; 3 — гематит-гетит-гидрогетитовые породы; 4 — фосфатные оолиты; 5 — железистые оолиты; 6 — красноцветность

вались титан и фосфор. Вероятно, процесс выветривания протекал в кислой среде. По составу верхней зоны коры выветривания ее можно отнести к гематит-гетит-гидрогетитовой.

Аналогичная кора выветривания мощностью 1,5 м вскрыта на Суломая-Лебяжинском поднятии в бассейнах рр. Большой Черной, Плешивой, Подкаменной Тунгуски. В отличие от кор выветривания Лиственичного поднятия она более железистая (31,36—42,81% Fe_2O_3 , 1,45—1,97% FeO) и менее фосфатная (0,73—2,51% P_2O_5).

Кроме установленных точек с корой выветривания, на поднятиях и по их обрамлению повсеместно встречаются в обна-

жениях горизонты переотложенных продуктов элювия, представленные вишнево-бурыми и зелено-бурыми гравелитами, конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Галечный материал в породах составляет 5—30% и представлен обломками размером 10—25 мм гематит-гидрогётитового и гидрогётит-фосфатно-



7 — гидроокислы железа; 8 — черные желваки, обогащенные медью и марганцем; 9 — остатки кальцитовых раковин; 10 — фосфатизированные раковины; 11 — окремнение; 12 — гнезда медистых минералов.

A—Г — см. табл. 15 и текст

го состава. Кроме этого, в общей массе встречаются обломки гематита, циркона, турмалина (иногда регенерированного), лейкоксенизированных рутила и ильменита. Цемент пород базальный шамозит-гидрогётитовый и кальцит-фосфатный. Повсеместно наблюдаются взаимные переходы шамозитового цемента в гидрогётитовый и наоборот. В цементе фиксируются оолиты и их обломки концентрического строения гидрогётитового, гидрогётит-шамозитового и фосфатного составов, редкие и мелкие чешуйчатые и воротничковые агрегаты каолинита, небольшое количество (2—4%) фосфатизированных раковин брахиопод, гастропод, остатков мшанок, пеллеципод, водорослей.

Химический анализ переотложенных продуктов коры выветривания из обнажения 316 (низовья р. Столбовой), представленных песчаниками (см. табл. 14, ан. 12, 13) и гравелитами (см. табл. 14, ан. 14) показывает, что они часто являются фосфоритами.

Кора выветривания конца байкитского — начала мангазейского времени, мощностью 28,4 м, вскрыта на Верхне-Лебедянском поднятии, в долине ручья Сохатиного. Сформировалась она по кварцевым песчаникам байкитской свиты и перекрывается горизонтом (11,4 м) конгломератов, переходящих постепенно вверх по разрезу в песчаники, алевролиты и известняки с остатками фауны мангазейского времени (брахиоподы *Mimella panna*). На этом основании вся толща, перекрывающая кору выветривания, отнесена к мангазейскому ярусу.

Разнозернистые песчаники субстрата состоят из кварца, силицитов, кремней (85—90%) и полевых шпатов (5%). Зерна кварца часто регенерированы и имеют включения рутила, апатита, хлоритов. Цемент поровый, выполнения, кремнисто-серицитовый с примесью гидроокислов железа. В цементе отмечаются турмалин, сфен, циркон, рудные минералы и чешуйки мусковита. По данным И. М. Табацкого (КГУ), профиль коры выветривания имеет следующее строение (снизу вверх):

каолинит-монтмориллонитовая зона — пятнистые глинистые, алевритовые мелкозернистые песчаники; терригенный материал в них составляет 90% и представлен угловатыми обломками кварца с примесью полевых шпатов. Цемент поровый глинистый и пленочный железистый, иногда базальный каолинит-монтмориллонитовый	6,1 м
каолинит-гидрослюдистая зона — лиловые, лиловато-серые грубозернистые песчаники с железистым и каолинит-гидрослюдистым цементом. Терригенный материал в них представлен обломками кварца и кремней с примесью полевых шпатов, почти нацело каолинизированных	18,0 „
каолинитовая зона — рыхлые серые, розовые, бледно-розовые разнозернистые песчаники с каолинитовым цементом. Терригенный материал представлен угловатыми и угловатоокатанными зёрнами кварца, кремнистых пород и рудных минералов	4,6 „

Выше следуют фосфоритоносные пестроокрашенные конгломераты мангазейского возраста. Галька конгломератов имеет размеры от 1 до 5 см и представлена молочно-белым кварцем, обломками розовато-серых и розовых песчаников с фосфоритами. Содержание P_2O_5 1—5%. Цемент конгломератов базальный гётит-гидрогётитовый с каолинитом. Мощность горизонта переотложенных продуктов коры выветривания составляет 11,4 м. Кроме этого, переотложенные продукты коры выветривания встречены на Суломай-Лебяжинском и Лиственничном поднятиях. Представлены они вишнево-бурыми гравелитами, гравелитистыми песчаниками, песчанистыми алевролитами, часто известковыми. Терригенный материал в породах составляет 60—

95% и сложен обломками железистых аргиллитов и алевритов (до 10—12%) размером 4—5 мм. В обломках встречаются оолиты гидрогетитового состава, концентрического строения с зернами кварца, либо гематита в центре. В общей железистой массе отмечаются циркон, турмалин и мелкие гнезда каолинита. В кварце наблюдаются включения циркона и чешуек хлорита.

Цемент (5—40%) базальный и поровый железисто-фосфатный, кальцитовый, шамозитовый. В центре встречаются обломки фосфоритовых желваков, фосфатизированных раковин брахиопод, пелеципод, мшанок и редкие фосфатные оолиты. Из аутигенных минералов наиболее широко распространен глауконит, составляющий 1—5% цемента, иногда замещающий гидрослюды. Из акцессорных минералов в цементе фиксируются: циркон, рутил, сфен, хлорит. Химический состав переотложенных продуктов коры выветривания приводится в табл. 14 (ан. 15 — р. Столбовая, 5 км выше устья; ан. 16, 17 — р. Подкаменная Тунгуска, левый берег, 24 км выше устья). Из анализов видно, что наряду с фосфоритами в переотложенных продуктах коры выветривания часто встречаются железные руды.

Кора выветривания конца ордовикского — начала силурийского времени вскрыта расчисткой по правому берегу р. Подкаменной Тунгуски, в 2 км ниже устья р. Кочумдек. Развивалась она по породам позднего ордовика и перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями лландоверийского возраста.

Субстрат слагается горизонтально залегающими зеленовато-серыми аргиллитами с примесью песчано-алевритового материала (20—40%), представленного обломками кварца (10—14%), кремней (до 6%), плагноклазов и микроклина (10—20%), эффузивных пород и гранита. Кварц трещиноватый, с включениями апатита и рутила. В породе отмечаются глауконит, кальцитовые остатки раковин и скелетов организмов. Из акцессорных минералов встречаются ильменит и циркон. Глинистая фракция представлена гидрослюдой и хлоритом.

В профиле коры выветривания различаются снизу вверх две зоны.

Монтмориллонит-гидрослюдистая, сложенная зеленовато-бурыми аргиллитами с примесью алевритового материала (30—40%), представленного обломками кварца (15—20%). Терригенный материал и кальцитовые остатки раковин и скелетов организмов несут на себе следы растворения. Почти полностью разрушаются кремни и обломки пород. Апатит в кварце растворяется, рутил лейкоксенизируется. Глауконит бурееет и переходит в гидрослюду. Плагноклазы серицитизируются. Глинистая фракция имеет монтмориллонит-гидрослюдистый состав

1,2 м

Каолинит-гидрослюдистая с фосфатами представлена зеленовато-желтыми аргиллитами с примесью песчаного материала (45%), состоящего из трещиноватых обломков кварца,

аутигенных кремней (23%), обломков эффузивных пород размером до 0,3 мм. Здесь же отмечаются участки со скоплением микроагрегатов гидрослюды и мелкие фосфатные оолиты. В этой зоне широко развиты желваки фосфоритов размером от 0,2 до 12 мм. Фосфаты концентрируются вокруг остатков раковин и скелетов организмов, сохраняя реликты последних, образуя кайму вокруг плагиоклазов и обломков эффузивных пород и захватывая окружающий терригенный материал. Отмечаются единичные мелкие гнезда халцедона с железистыми охрами и замещение остатков раковин кремнеземом. Из акцессорных минералов присутствуют циркон и лейкоксенизированный рутил. Глинистая фракция состоит из гидрослюды с примесью каолинита. Мощность сохранившейся от размыва части зоны 0,2—0,5 м

Выше залегает 5-сантиметровый прослой мелкогалечных кварцевых конгломератов и толща битуминозных известняков лландоверийского возраста. Формирование коры выветривания произошло в условиях жаркого полусаушливого (семиаридного или семигумидного) климата на низкой и плоской суше.

Переотложенные продукты коры выветривания встречены на Лиственичном поднятии по рр. Подкаменной Тунгуске, Столбовой и Кулинне, по обрамлению Суломай-Лебяжинского поднятия (по р. Подкаменной Тунгуске) и по р. Вороговке.

В бассейне р. Вороговки они представлены серыми и желтыми кварцевыми гравелитистыми песчаниками с редкой галькой (до 1,2 см) белого кварца и халцедона. Цемент песчаников гидрослюдисто-кальцитовый. В цементе отмечаются единичные желваки фосфоритов размером до 0,3 см, турмалин, циркон, магнетит, марказит, глауконит. На Лиственичном и Суломай-Лебяжинском поднятиях переотложенные продукты коры выветривания слагаются серыми, желтыми, бурыми гравелитами, горизонтально- и косослоистыми песчаниками кварцевого и полевошпат-кварцевого составов. Цемент базальный и поровый глинисто-железистый с каолинитом, карбонатный. Мощность горизонта переотложенных продуктов составляет 1—3 м, редко достигает 12 м (р. Вороговка). В песчаниках содержится 1,01—1,77% P_2O_5 ; 0,53—3,17% Fe_2O_3 ; 0,017—0,08% CuO .

В отличие от описанных переотложенных продуктов коры выветривания эти беднее как фосфором, так и железом.

Ранний карбон

В отложениях доугленосного раннего карбона Сибирской платформы отмечаются два уровня корообразования: поздне-турнейский и визе-намюрский. Коры выветривания «in situ» обнаружены во многих местах территории Сибирской платформы. Переотложенные продукты кор выветривания входят в состав высокозрелых пород джалтулинской (поздний турне), фатьяниховской, тушамской (визе — намюр), эмьяксинской (турне — визе) и кондроминской (намюр) свит, нижнечункинских и сурин-

динских слоев (намюр — начало среднего карбона), а также хальибиринского и серебрянского горизонтов (поздний турне).

Коры выветривания позднеурнейского возраста чаще всего встречаются и наиболее полно сохранились на юге (Канско-Тасеевская впадина, Илим-Катский район) и востоке (Оленек-Вилуйское междуречье, Мирнинский район) Сибирской платформы. В центральной и западной частях Тунгусской синеклизы имеются лишь единичные находки кор «in situ».

В Канско-Тасеевской впадине коры выветривания залегают на разновозрастных терригенно-карбонатных породах от позднего кембрия до раннего турне включительно и перекрываются терригенными образованиями верхнетушамской подсвиты (C_1^3), реже катской свиты (C_{2+3}). На левом берегу р. Тасеевой, в 300 м выше устья р. Подкаменной, в обнажении вскрывается следующий разрез коры выветривания (рис. 6, точка 39), залегающей на пестроцветных песчаниках позднего кембрия.

красновато-коричневая кремнистая сливная порода, в верхней части брекчированная. Заполняющая масса представлена железисто-алевритовым материалом. В породе обычно наблюдаются каверны, по стенкам которых иногда развиты мелкие друзы горного хрусталя 3,5—4 м

белая каолинит-халцедоновая порода, в нижней части слоя по трещинам и пятнами окрашена гидроокислами железа. Порода состоит из округлых, угловатых и изогнутых включений халцедона, сцементированных каолинитовым материалом . . . 2—3,5 ..

На коре выветривания с размывом залегают светло-серая плотная в верхней части мелкоолитовая глина типа флинтклей. В основании слоя наблюдается мелкая галька кварца и полуокатанные обломки каолинит-халцедоновой породы. Эти глины рассматриваются уже как переотложенные продукты коры выветривания. Мощность слоя до 1,5 м. Этот слой согласно перекрывается темно-серыми углистыми сланцами с тонкими прослоями и линзочками каменного угля. Мощность слоя 0,5—0,7 м.

Горизонт флинтклей прослеживается на расстоянии 200 м по всему обнажению, расположенному на восточном крыле Боярской синклинали. В северо-западном направлении горизонт флинтклей погружается под каменноугольные отложения и на расстоянии 2 км от обнажения вскрыт скважинами на глубине свыше 100 м [48].

Стратиграфически выше залегают светло-серые мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники видимой мощностью 8 м. По наблюдениям Ю. К. Горецкого и Н. Т. Калмыкова [48], выше горизонта типа флинтклей залегают толща (60 м) преимущественно кварцевых песчаников с маломощными прослоями аргиллитов, алевролитов и углей. Эта толща на основании изучения спор и пыльцы отнесена С. Н. Наумовой к намюрскому ярусу.

Близкие по составу коры выветривания описаны Ю. К. Горцким и Н. Т. Калмыковым в центральной и южной частях Канско-Тасеевской впадины.

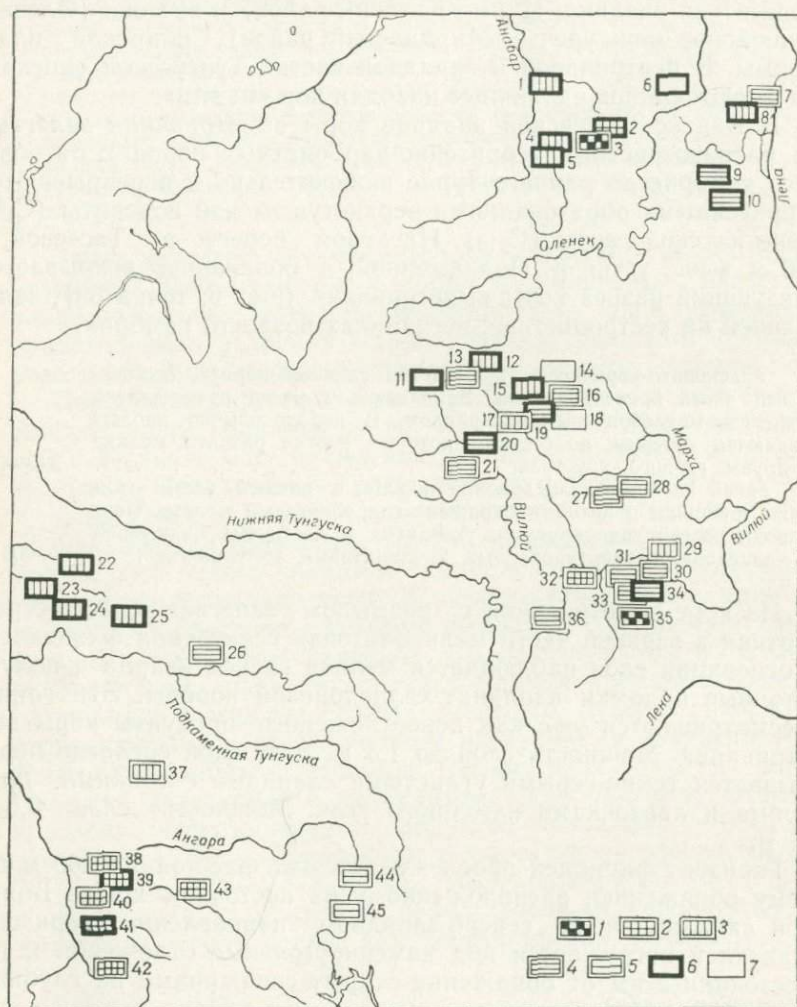


Рис. 6. Схема распространения раннекаменноугольных кор выветривания на территории Сибирской платформы.

1 — каолинитовые с гибситом; 2 — каолинитовые; 3 — каолинит-гидрослюдистые; 4 — монтмориллонит-гидрослюдистые; 5 — гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые; 6 — обогащенные гидроксидами железа; 7 — невыясненного состава. Цифры рядом со знаком — номер точки наблюдения (см. текст)

В 3 км южнее пос. Хандала (см. рис. 6, точка 41) на пестроцветных терригенных породах позднего кембрия залегает каолинит-халцедоновая, в верхней части ожелезненная кора вывет-

ривания мощностью до 2 м. Стратиграфически выше с размывом залегают переотложенные продукты коры с обломками халцедона в основании и с пластом (0,8 м) серых пластичных каолиновых глин в кровле. По результатам спорово-пыльцевого анализа эти переотложенные продукты коры выветривания относятся к позднедушамскому времени.

Таблица 16

Химический состав каолинитовых пород, вес. %

№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П.п.п.	Σ
876	49,27	32,64	1,20	0,27	14,70	98,08
878	50,56	31,28	1,40	0,34	14,44	98,02
879	51,56	32,30	1,60	0,23	14,26	99,95
885	48,60	34,34	1,20	0,24	15,38	99,76

На правом берегу р. Кан, в 1,5 км выше пос. Подаяйска (см. рис. 6, точка 42) на известняках ловатской свиты (ранний турне) залегают кора выветривания мощностью от 2 до 5 м. Перекрывается кора кварцевыми песчаниками с неокатанными обломками кремней и галькой кварца в основании слоя. Мощность последнего 4 м. Кора выветривания представлена в основном каолинит-халцедоновой брекчированной породой. В основании ее залегают маломощный (до 0,2 м) прослой окисленного сидерита, в верхней части прослеживается линзовидный пласт белой каолиновой породы мощностью от 0,2 до 1,5 м. Каолинит-халцедоновая порода состоит из стяжений, прожилков и мелких сетчатых включений кремня и халцедона, погруженных в глинистую основную массу.

Эта порода содержит 1—25% глинозема, 60—77% кремнезема, 0,5—2% окислов железа и 0,2—0,7% двуокиси титана. Согласно микроскопическим, термическим и рентгеноструктурным исследованиям пласт каолиновой породы сложен перекристаллизованной каолиновой массой с мелкими включениями халцедона, часто образующими тончайшую сотовидную сетку.

Химический состав каолинитовых пород приводится в табл. 16.

Реликты коры выветривания и продукты ее переотложения вскрыты скв. 22, 34-с и 70 в центральной части Канско-Тасеевской впадины (см. рис. 6, точка 40). Здесь на терригенно-карбонатных породах раннего турне залегают кора выветривания мощностью 0,2 м. Она сложена обломками и стяжениями халцедона, погруженными в каолиновую массу. В подстилающих известняках суховской свиты часто наблюдаются поздравые разности, каверны в которых выполнены каолинитом. Выше за-

легают переотложенные продукты коры выветривания, представленные гравелитами, терригенная фракция которых состоит из угловатых обломков кремней, кварца, халцедона и округлых образований каолинита, погруженных в глинистую, главным образом каолиновую массу. Мощность переотложенных продуктов коры выветривания в скв. 34-с достигает 10 м.

Коры выветривания и продукты их переотложения известны и в других точках Канско-Тасеевской впадины. Причем на породах раннего турне залегают как коры выветривания «in situ», так и продукты их переотложения, а на породах позднего кембрия — преимущественно переотложенные продукты коры выветривания. Переотложенные продукты коры выветривания, залегающие в основании верхнетушамской подсвиты, известны также в северо-восточной и северной частях Канско-Тасеевской впадины.

На северо-востоке, в верховье р. Тумана и на водоразделе рек Огня и Хатамчети, по данным Ф. М. Гайнцева (см. рис. 6, точка 43), в нижней части верхнетушамской подсвиты, залегающей на размытой поверхности различных горизонтов ордовика, отмечаются переотложенные продукты коры выветривания мощностью до 12 м. Эта толща сложена в основном кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками. В основании толщи наблюдаются линзовидные прослои кварц-кремнистых гравелитов и обломки окремненных пород и кремней. В верхней части этой толщи, в 11 м от кровли пород ордовика, залегают линзовидный прослой каолиновой глины мощностью 0,35 м.

В Кокуйской впадине (см. рис. 6, точка 38) переотложенные продукты коры выветривания, представленные мелкогалечными конгломератами, залегают в основании верхнетушамской подсвиты, непосредственно на карбонатных породах раннего кембрия. Галька конгломератов представлена преимущественно кварцитами, кремнистыми породами, реже — метаморфизованными породами, кварцем, песчаниками и глинистыми сланцами. Цементом служит халцедон-каолининовый материал. Мощность этой пачки достигает 6 м [146].

В Илимско-Катском районе кора выветривания развивается по карбонатно-терригенным породам раннего силура и ордовика и перекрывается с размывом визе-намурийскими терригенными образованиями тушамской свиты [5]. Образование коры выветривания, представленные самыми нижними сохранившимися от размыва горизонтами, и ее переотложенные продукты, залегающие в основании тушамской свиты, вскрываются многочисленными скважинами, главным образом в южной части Илимско-Катского района. При этом кора выветривания и продукты ее переотложения не всегда присутствуют в одном и том же разрезе. Кора выветривания обычно представлена буроватыми и красноватыми дезинтегрированными, часто мелкощебенчатыми породами, со следами выщелачивания гипса, с гидратирован-

ными чешуйками слюд и лимонитизированными стяжениями пирита.

В бассейне среднего течения р. Ангары коры выветривания по карбонатно-терригенным породам раннего силура вскрыты скважинами в районе с. Воробьева и на левобережье р. Ангары против устья р. Илим (см. рис. 6, точки 44, 45). Во всех случаях кора выветривания представлена зоной каменно-структурного элювия — сильно трещиноватые пестроцветные алевро-аргиллиты, мергели и песчаники, переходящие вверх по разрезу в дресву этих же пород, заключенную в глинистую массу преимущественно монтмориллонитового состава с незначительной примесью гидрослюд и каолинита и лимонитизированными стяжениями марказита [157]. Мощность коры выветривания изменяется от 0,4 до 23 м.

Продукты переотложения кор выветривания представлены обычно мелко- и среднезернистыми кварцевыми и олигомиктокварцевыми песчаниками. Цементирующая масса представлена глинисто-карбонатным веществом. По результатам термического анализа глины имеют монтмориллонитовый состав с небольшой примесью каолинита и гидрослюд. Мощность переотложенных продуктов коры выветривания колеблется от 0,4 до 20 м [156]. По нашим данным, мощность их не превышает 10 м.

В восточной части Сибирской платформы преимущественно на территории Якутской АССР в разные годы обнаружено большое количество разрезов с корами выветривания «*in situ*» и горизонтами осадочных толщ, состоящими из продуктов их переотложения. Кору выветривания и коррелятные им осадки имеют очень широкое региональное распространение в бассейне среднего и верхнего течения р. Вилюй, на левобережье нижнего течения р. Лены, в пределах Оленекского поднятия, по северному обрамлению Анабарского щита и обнаруживаются практически повсеместно, где раннепалеозойские и докембрийские толщи перекрыты относительно мелкозернистыми (не крупнее песчаной размерности) терригенными осадками позднего палеозоя. Вопрос о времени формирования этих кор окончательно не решен, однако большинство исследователей [18, 103, 133, 134, 182, 219 и др.] считают их раннекаменноугольными. Установление возраста кор выветривания осложняется тем, что их субстратом служат различные по своему составу породы, возраст которых колеблется от протерозоя до девона включительно, возраст же перекрывающих отложений в большинстве своем пермский и реже средне-позднекаменноугольный. Иными словами, временной диапазон формирования кор выветривания, казалось бы, очень широк. Вместе с тем имеются случаи, когда кора выветривания фиксируется на контакте пород девона с трансгрессивно перекрывающими их отложениями раннекаменноугольной эмяксинской свиты (см. рис. 6, точка 29).

ческого анализа приведены в табл. 17. Мощность кор выветривания варьирует от 0,1 до 3,5 м. Наиболее часто коры имеют мощность 0,1—0,5 м.

В верховьях р. Ыгыатты (см. рис. 6, точки 27, 28) продукты коры выветривания были вскрыты девятью скважинами. Судя по сообщению А. А. Амосова и Ю. В. Сафьянникова, они залегают на песчаных известковистых доломитах олдондинской свиты (O_1) и перекрываются терригенными образованиями анакитской ($C_1—P_1$), реже укугутской (I_1) свит. Кора выветривания представлена серыми и зеленовато-серыми карбонатными глинами монтмориллонит-гидрослюдистого состава с обломками доломитов и мергелей. Иногда наблюдаются мелкие линзы кварцевых песков, галька и гравий кварцевых и кремнистых пород. Обычны стяжения окисленных сидеритов. Проба, взятая из коры выветривания, вскрытой скв. 44, характеризуется следующим химическим составом: Al_2O_3 11,87%; SiO_2 64,02%; TiO_2 1,32%; Fe_2O_3 1,15%; FeO 7,67%; MnO 0,05%; MgO 1,64%; CaO 0,45%; Na_2O 0,18%; K_2O 4,56%; P_2O_5 0,10%; H_2O 3,0%. Аналогичные по своему строению и составу коры выветривания вскрыты в верхнем и среднем течении рек Улахан-Ирелях и Улахан-Курунг-Юрэх (см. рис. 6, точки 9, 31, 33), а также по правому берегу р. Малая Ботуобия (см. рис. 6, точка 34) ниже устья р. Курунг-Юрэх. Мощность коры выветривания в этих районах колеблется от 0,3 до 18,4 м.

Близкая по строению и составу кора выветривания по известнякам раннего ордовика вскрыта на левом берегу р. Чоны в 2 км ниже устья р. Кучаки (см. рис. 6, точка 36). В ее строении выделяются зоны дезинтеграции (1—1,5 м), каменно-структурного элювия (2,5 м) и глинистого элювия (2 м). Глинистый материал, по данным термического анализа, имеет монтмориллонит-гидрослюдистый состав с примесью каолинита и гидроксидов железа.

На правом берегу р. Вилюя, в 5 км ниже устья р. Аппай, кора выветривания (см. рис. 6, точка 30) залегают на пестроцветных алевролитах, песчаниках и мергелях вилючанской свиты позднего девона и перекрывается терригенными образованиями раннего карбона. Она представлена зеленоватой, участками буроватой загипсованной глинисто-песчаной породой с мелкими полностью или частично выветрелыми обломками алевролитов, песчаников и мергелей.

Термическим анализом установлен каолинит-монтмориллонитовый состав глин с примесью сульфатов и сидерита. Мощность этой коры колеблется от 0,04 до 1,35 м. На территории Хататского участка (см. рис. 6, точка 35) скв. АН-49 вскрыта остаточная кора выветривания докатокого возраста, развита по туфам и базальтам предположительно среднепалеозойского возраста [194], в разрезе которой выделяются снизу вверх четыре зоны [55].

I зона (5,0 м) — выветрелые, серовато-зеленые, легко ломающиеся породы с афанитовой структурой. Микроскопическое изучение пород показало, что они являются железисто-каолинит-монтмориллонитовым структурным элювием гналобазальтов (основная масса — бурое ожелезненное

Вещественный состав кор выветривания в районе трубки Айхал, вес. %

№ скв.	№ обр.	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
221	ЯА-2	4,87	25,32	0,47	0,30	41,72	Н. о.	0,90	4,28
241	ЯА-5	6,23	28,36	0,37	0,04	1,99	0,68	0,10	25,42
239	ЯА-7	2,48	15,29	0,17	0,09	1,01	0,47	0,08	37,62
265	ЯА-10	5,98	61,07	1,57	0,31	7,81	2,58	0,22	4,14
215	ЯА-14	6,84	28,16	0,34	0,39	4,64	0,93	0,02	17,55
73	ЯА-52	5,34	31,21	0,56	0,53	47,35	Н. о.	0,85	0,45
3139	ЯА-58	5,30	20,86	0,37	0,61	35,61	Н. о.	0,78	8,57
Карьер рудника Айхал	ЯА-61	0,99	3,50	0,08	0,02	0,30	0,14	Сл.	51,12

и каолинизированное стекло с вкрапленниками плагиоклазов, полностью разложенных и замещенных каолинитом и фенокристаллами оливина и пироксена, замещенных минералами гидрохлорит-монтмориллонитового состава).

II зона (25,0 м) — пестроокрашенные, коричнево-красные глинистые породы с пятнистой текстурой. Микроскопическими исследованиями и термическими анализами установлено, что эти породы представляют собой железисто-монтмориллонит-каолинитовый структурный элювий лито-витроэластических туфов (в основной массе микроагрегатного каолинита или же бурого полупрозрачного железисто-глинистого вещества заключены реликты замещенных каолинитом порфириковых выделений плагиоклаза, лимонитизированные и каолинизированные обломки базальтов и неокатанных или полуокатанных зерен кварца песчано-алевритовой размерности).

III зона (10,4 м) — вязкие глинистые породы серовато-вишневого и коричнево-вишневого цвета, участками обеленные, с мелкими более темными, чем цементирующая масса, оолитами, количество которых колеблется от 10 до 70% объема породы. Петрографическое изучение пород показало, что они состоят из оолитов гидроокислов железа, незначительного количества обломков ожелезненных туфов, обломков ожелезненных и каолинизированных базальтов и угловатых зерен трещиноватого кварца,

цементированных микрочешуйчатым каолинитом с примесью гидроокислов железа (данные термического анализа).

Результаты рентгеноструктурного анализа показали, что глинистая фракция пород состоит из каолинита (72—90%), галлуазита (0—14%),

Таблица 17

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{вал}	H ₂ O	П. п. п.	Σ	Минеральный состав
4,23	0,13	2,47	Сл.	1,08	14,55	100,32	Гётит, гидрослюда, кальцит
6,44	0,09	2,83	Сл.	0,36	27,50	100,41	Кальцит, доломит, гидрослюда
8,40	Н. о.	0,10	Сл.	2,10	32,19	100,00	Кальцит, доломит, монтмориллонит, гидрослюда, гидрогётит
5,92	0,04	2,05	Сл.	2,11	6,49	100,29	Гидрослюда, монтмориллонит, кальцит, гидрогётит
10,00	0,01	1,00	Н. о.	1,91	28,16	99,95	Монтмориллонит, кальцит, доломит, гидрогётит, сепиолит (?)
1,54	0,14	2,65	Н. о.	0,93	8,88	100,43	Гидрогётит, кальцит
5,22	0,01	2,95	Сл.	1,55	18,62	100,45	Гётит, доломит, кальцит
3,09	Сл.	0,10	Сл.	0,32	40,22	99,88	Кальцит, монтмориллонит, минералы группы гидросиликатов магния

гидрогётита (4—14%) и гиббсита (до 2%). Необходимо отметить характерные явления замещения кристаллов гиббсита каолинитом, гидрогётита — каолинитом и каолинита цемента — монтмориллонитом, наблюдавшиеся при микроскопическом изучении пород III зоны, что свидетельствует о достаточно интенсивно протекающих процессах ресификации.

Породы IV зоны представляют собой переслаивание выветрелых базальтов, базальтовой брекчи и туфов, являющихся железисто-каолиновым структурным элювием.

В 1954 г. В. С. Исаковой и К. П. Волковой в долине р. Вилюй у порога Биллях (см. рис. 6, точка 32) была обнаружена кора выветривания, описанная позже Е. А. Кудиновой [103].

В Приленском районе кора выветривания [20] вскрыта по р. Улахан-Тирэхтэх (см. рис. 6, точка 9). На размытой поверхности коры выветривания залегают отложения ранней перми, содержащие в основании горизонт (1—3,5 м) пестроцветных глин с прослоями разнозернистых, существенно кварцевых песчаников и гравелитов. В глинах встречаются пустоты и гнезда, выполненные тенардитом, алунином и паралунином. Состав

глин монтмориллонитовый с примесью гидрослюд, каолинита и сульфата алюминия. Химический анализ дает содержания (в %): SiO_2 48,52; TiO_2 0,41; Al_2O_3 27,50; Fe_2O_3 5,57; FeO 0,43; CaO 0,12; MgO 1,11; K_2O 1,58; Na_2O 0,21; P_2O_5 0,50; SO_3 4,30; п.п.п. 14,70.

Идентичная по составу субстрата, структуре, минеральному составу и характеру перекрывающих отложений кора выветривания описана [134] в этом же районе в бассейне р. Сюнгююдэ (см. рис. 6, точка 10).

На северной окраине Анабарского щита коры выветривания описаны [182] по правобережью р. Анабар в 15—20 км выше устья р. Уджа на участке горы Эбе-Хай, а также в долинах рек Юлэбир и Мугурдаах (см. рис. 6, точки 1, 4, 5). Эти коры выветривания изучены слабо, но общая характеристика говорит об их сходстве с описанными выше. Субстратом для них служат доломиты анабарской свиты (E_2). В этих корах отмечаются снизу вверх по разрезу почти полный вынос карбонатов (от $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 = 95,97\%$ — в нижней зоне, до $\text{CaO} = 2,26\%$, $\text{MgO} = 0,41\%$ — в верхней), а также увеличение количества кварца в легкой и лейкоксена в тяжелых фракциях. Перекрываются коры либо олигомикто-кварцевыми песчаниками ранней перми, либо четвертичными отложениями.

В этом же районе значительно полнее изучены реликты площадных кор выветривания раннекарбонатового возраста, развитых в бассейне р. Уджи [219]. Коры выветривания здесь подразделяются на каолинитовые и каолинит-гипсовитовые. Коры первого типа развиты преимущественно по терригенно-карбонатным (песчано- или алеврит-доломитовым) и вулканогенно-осадочным породам раннего и среднего рифея, второго — по покровам туфогенных пород, так называемым «кимберлитовым вулканитам» или же «туфам кимберлитовых пород», предположительно среднепалеозойского (девонского) возраста. Коры выветривания всегда перекрыты отложениями среднекаменноугольного или пермского возраста, содержащими в своих базальных горизонтах переотложенные продукты их размыва [149].

В корах выветривания первого (каолинитового) типа (см. рис. 6, точка 2) выделяются:

- зона каменно-структурного элювия — в разной степени дезинтегрированные терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные породы с трещинами, выполненными глинистым материалом, вверх по разрезу превращающиеся в дресву сильно выветрелых обломков (иногда превращенных в доломитовую муку или агрегаты гидрослюд и кварцевых зерен, сцементированных сидеритом), погруженную в глинистую массу гидрослюдистого состава с примесью железистого хлорита (зона выщелачивания) 3—8 м
- зона глинистого элювия (неполного гидролиза) — белые слабо литифицированные глинистые породы (основная масса, по данным термических анализов, каолинит) с обломками каолинита, сидерита и кварца от алевритовой до псефитовой размерности 1—1,5 „

Значительно больший интерес представляют коры выветривания, развитые по покровам туфогенных пород близких по минеральному составу кимберлитовым породам (см. рис. 6, точка 3). Их формирование связывают с проявлениями среднепалеозойского кимберлитового вулканизма [71, 125]. Перекрываются эти коры олигомикто-кварцевыми песчаниками катской свиты (средний — поздний карбон нерасчлененный), содержащими в нижних горизонтах угловатые обломки рыхлых глинистых пород. Разрез коры выветривания, вскрытый буровыми скважинами на водоразделе рек Чымара и Эбелях [219], можно считать типичным для данного района. Здесь над сильно трещиноватыми хлоритизированными доломитами среднего рифея (зона дезинтеграции, мощностью до 3,5 м) залегают в различной степени выветрелые зеленовато-серые и голубовато-зеленые туфы (17,8 м). В разрезе выветрелых туфов по степени их изменения выделяются три зоны:

Нижняя зона — обломочный материал (остроугольные обломки кварца, каолинизированного вулканического стекла, туфов и «бобовины», ядра которых сложены обломочным кварцем, рудными минералами и раскристаллизованным каолинитом, а оторочки — каолинизированным вулканическим стеклом с примесью гидроокислов железа) погружен в цементирующую массу, сложенную монтмориллонитом и смешаннослойным минералом типа гидрослюда — монтмориллонит.

Средняя зона — из состава обломочного материала исчезают туфы и вулканическое стекло, резко снижается количество зерен кварца и «бобовин». Цементирующая масса имеет гидрослюдисто-каолиновый состав, причем количество каолинита возрастает вверх по разрезу.

Верхняя зона — широко развит каолинит, присутствуют гиббсит, магемит, гематит и гётит (данные рентгеноструктурного анализа).

Присутствие в верхних горизонтах коры выветривания гидратов глинозема, окислов и гидроокислов железа указывает на высокую интенсивность процессов выветривания и на их возможно латеритный характер.

Характерной чертой кор выветривания Анабаро-Уджинского междуречья является их интенсивная сидеритизация. Процессы сидеритизации были обусловлены, скорее всего, инфильтрацией железистого карбоната из перекрывающих кору озерно-болотных осадков пермо-карбона и, по-видимому, сопровождалась дебокситизацией (выносом глинозема) кор выветривания [197].

Сходное строение обнаруживают коры выветривания на Оленекском поднятии в долине р. Булбарангда-Юряге [18, 182]. По стратиграфическому положению их считают средне-позднекаменноугольными, хотя не исключается их образование в визе-наюрское время. Они также перекрываются раннепермскими песчаниками, содержащими в основании переотложенные продукты кор выветривания, но в одном случае (см. рис. 6, точка 8) кора выветривания залегают на терригенно-карбонатных породах раннего карбона (по данным геологических съемок, эти

толщи турнейско-ранневизейского возраста), а в другом — на протерозойских диабазах.

В 4 км от устья р. Булбарангды-Юряге установлен следующий разрез коры выветривания. На терригенно-карбонатных (глинисто-алевритовые известняки) отложениях турнейского юруса залегают (снизу вверх):

Таблица 18

Химический состав коры выветривания терригенно-карбонатных пород нижнего карбона, вес. %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	Σ
39,06	0,54	15,42	16,96	1,58	1,17	0,74	Сл.	7,36	2,04	2,04	1,02	11,16	99,09
50,46	0,72	19,73	9,18	1,94	1,47	1,06	0,02	2,40	1,30	1,30	1,12	9,39	100,09
54,42	0,72	19,46	7,31	2,37	—	1,16	0,02	2,63	1,16	1,16	0,91	8,83	100,15

слабо загипсованные желтовато- и буровато-серые глины, включающие обломки слабо измененных подстилающих пород (зона каменно-структурного элювия). Количество обломков убывает снизу вверх вплоть до полного исчезновения в верхней части зоны.

~ 2,2 м

желтовато-бурые, участками осветленные до белесо-желтых глины, содержащие неправильной формы гнезда гидроокислов железа, гипсов и кварц-кальцитовые жеоды. Глины имеют гидрослюдисто-каолининовый состав с примесью монтмориллонита, присутствуют глауконит и фосфаты [44]. Химический состав глин следующий (в %): SiO₂ 54,68; TiO₂ 0,82; Al₂O₃ 18,55; Fe₂O₃ 6,78; FeO 1,78; CaO 1,03; MgO 2,75; MnO 0,02; K₂O 3,68 Na₂O 0,50; P₂O₅ 2,00; S 0,12; SO₃ 0,77; п. п. п. 8,04.

Выше залегают раннепермские отложения, нижние слои которых (около 13 м), сложенные кварцевыми песчаниками, алеврититами и зеленовато-серыми гидрослюдисто-каолининовыми глинами, представляют собой переотложенные продукты кор выветривания. Породы содержат примесь гидроокислов железа, ярозита, фосфатов и гидросульфата алюминия.

Химический состав образцов глин приведен в табл. 18.

Выше залегают разнозернистые олигомикто-кварцевые и полимиктовые песчаники.

В 25 км от устья р. Булбарангды-Юряге [18] на протерозойских диабазах (абсолютный возраст 1090 млн. лет) разрез коры выветривания (см. рис. 6, точка 7) имеет те же общие черты, что и вышеописанные, отличаясь только в деталях. Химический состав трех образцов приведен в табл. 19.

Перекрывают кору выветривания отложения ранней перми, базальные горизонты которых (около 4—5 м) представлены переотложенными продуктами кор выветривания — глинистые песчаники и конгломераты, обогащенные гидроокислами желе-

за. Терригенная часть породы имеет преимущественно кварц-кремневый состав (до 85%), а глины представлены каолинитом и гидрослюдой с примесью гидроокислов железа.

В этом же районе на Куойско-Далдынском поднятии в бассейнах средних течений рек Беенчимае и Кюнтюклээх Г. М. По-

Таблица 19

Химический состав коры выветривания протерозойских диабазов, вес. %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
55,09	1,06	22,37	9,01	—	0,31	1,46	0,07	0,04	0,34	10,63	100,38
52,53	1,10	25,26	8,07	—	0,25	1,20	0,17	0,14	0,34	11,16	100,22
50,49	1,92	29,05	5,68	—	0,24	1,01	0,02	Сл.	0,22	11,97	100,60

кровским отмечено, что на размытой поверхности известняков раннего кембрия, перекрывающейся пермскими туффитами, развита маломощная корка (менее 10 см) железисто-кремнисто-го состава (см. рис. 6, точка 6).

В западной части Сибирской платформы коры выветривания раннекаменноугольного возраста, развитые по породам дьявакитской свиты (D₃) либо по породам долборского (O₃) и лландоверийского (S₁) ярусов, были обнаружены лишь в основании кондроминской свиты. Коры выветривания, развитые по пестроцветным карбонатно-терригенным породам дьявакитской свиты, вскрыты скв. С-6 в междуречье Тынепа и Сухой Бахты, а также горными выработками на реках Бирапчане (в районе устья р. Аякты), Бахте (в районе р. Ирровах) и Дьявакит (см. рис. 6, точки 22—25). Во всех случаях это маломощные (0,6—1,9 м) образования, представленные зонами каменно-структурного и глинистого элювия, интенсивно обогащенными гидроокислами железа. К сожалению, породы кор выветривания повсеместно подвергались изменению под влиянием траппового метаморфизма, что затрудняет восстановление их первичного состава и не позволяет достаточно уверенно судить об интенсивности процессов выветривания. Породы зоны глинистого элювия превращены в кремнисто-серицитовую (?) массу с выделениями аутигенных кварца и альбита и широко развитыми новообразованиями эпидота, цоизита, тремолита, актинолита и кордиерита. Наличие последнего дает возможность предполагать первичное присутствие в коре выветривания высокоглиноземистых минералов.

Коры выветривания, развитые по глинисто-карбонатным породам лландоверийского и долборского ярусов, наблюдались, соответственно, на правом берегу р. Чуни в 8—9 км ниже устья р. Нижняя Чунку и по р. Нижняя Чунку в 17—18 км от устья (см. рис. 6, точка 26). В обоих случаях они представлены лишь

маломощной (0,5—0,9 м) зоной каменно-структурного элювия. В нижней части разреза это слабо измененные раздробленные глинистые известняки с трещинами, выполненными песчано-глинистым материалом, обогащенным гидроокислами железа, вверх по разрезу сменяющиеся дресвой этих же известняков (но уже более выветрелых), погруженной в песчано-глинистую массу, неравномерно обогащенную гидроокислами железа. Обломочный материал этой массы имеет кремнево-кварцевый состав, глинистый — по данным термического анализа — монтмориллонит-гидрослюдистый, с примесью каолинита и карбонатов.

Редкая встречаемость в ископаемом состоянии кор выветривания раннекаменноугольного возраста в западной части Сибирской платформы отнюдь не свидетельствует о незначительности проявлений процессов выветривания на этой территории. Изучение вещественного состава пород практически всех стратиграфических подразделений раннего карбона указывает на то, что их формирование происходило большей частью за счет продуктов размыва площадных кор выветривания.

Характерным примером таких толщ могут служить песчаные отложения кондроминской свиты, развитые на значительной части территории бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Основным материалом для их формирования послужили продукты кор выветривания, на что указывают следующие моменты. Прежде всего это мономинерально-кварцевый (93—99% кварца) или кремнево-кварцевый (кремень + кварц 92—99%) состав обломочного материала песчаников и алевролитов, а также конгломератов и гравелитов. Содержание обломков полевых шпатов (обычно выветрелые кислые плагиоклазы, реже калиевые полевые шпаты) не превышает 3—4%, иногда присутствуют единичные полуразрушенные обломки осадочных пород. Цементом пород служит главным образом аутигенный кварц с примесью гидроокислов железа, а иногда каолинита и гидрослюд. Кальцит в цементе присутствует редко и носит вторичный характер. Таким образом, можно считать, что кремнезем поступал в бассейн осадконакопления не только в терригенной, но и в коллоидальной форме. Это подтверждается еще и тем, что в восточных разрезах (бассейн р. Чуни) среди кварцевых песчаников встречаются прослои, сложенные опал-халцедоновыми оолитами, сцементированными агрегатами гидрослюд и гидроокислов железа. В южных, наиболее близких к области сноса разрезах, наряду с аутигенным кварцем, цементом часто служит кремнисто-гидрослюдистая агрегатная масса с примесью каолинита, монтмориллонита и гидроокислов железа. При этом количество того или иного компонента меняется в широком диапазоне — практически от 0 до 17—22%. Акцессорные минералы постоянно представлены циркон-турмалиновой ассоциацией, при этом турмалин нередко преобладает. Постоянно, но в неболь-

шом количестве встречаются лейкоксенитированные зерна титановых минералов. Частое присутствие в метаморфизованных породах кордиерита указывает на возможность существования в первичном осадке высокоглиноземистых силикатных минералов.

Таблица 20

Химический состав флинтклев и аргиллитов, вес. %

Тип породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	П.п.п.
Флинтклей	42,24	0,50	33,30	5,59	7,42
	46,00	0,97	39,23	0,90	1,41
	45,10	2,05	36,80	1,10	14,07
	57,60	1,67	33,37	1,74	0,80
Аргиллиты	53,40	0,86	24,30	1,26	5,95
	52,60	1,97	27,50	5,15	14,54

Трудно представить источник, кроме региональных, длительно существующих кор выветривания, который был бы в состоянии обеспечить накопление кремнезема на площади свыше 50 000 км² средней мощности отложений около 30 м. Иными словами, создать геологическое тело объемом порядка 1500 км³ *. Генетическая связь отложений кондроминской свиты с корами выветривания подтверждается еще и тем, что на расстоянии ближайших 1000 км отсутствуют какие-либо древние толщи такого вещественного состава, физическое разрушение которых могло дать такую массу чистого кремнезема.

Другим примером могут служить отложения нижних горизонтов терригенной угленосной формации, сопоставимые по палинологическим данным с отложениями тушамской (визе — наюр) свиты, развитые в пределах восточного обрамления Енисейского кряжа. Здесь над базальной пачкой сильно ожелезненных (до 33—39% гидроокислов железа) олигомикто-кварцевых песчаников с каолинит-халцедон-железистым цементом залегает пачка (до 40 м) светло-серых, зеленоватых глин и аргиллитов с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов и пластами углей мощностью до 1,8 м. По данным Ю. Н. Елхова, в разрезе верхней глинистой пачки этих отложений по ручью Унтуур (см. рис. 6, точка 37) глины (типа флинтклей) и аргиллиты имеют существенно каолиновый состав (табл. 20) и повсеместно содержат свободный глинозем в количестве от 2,1 до 6,2%.

* Речь идет, естественно, о первичном объеме кондроминской свиты. В настоящее время объем ее уменьшился в несколько раз за счет размыва в последующие геологические эпохи.

Поздний палеозой

На границе раннего и среднего карбона произошло общее поднятие территории Сибирской платформы, в результате которого значительные площади были выведены на дневную поверхность и подверглись эрозии. Об этом свидетельствует региональный перерыв и фиксируемый во многих разрезах размыв в основании позднепалеозойских отложений.

В этот период произошла смена морского режима осадконакопления режимом солоноватоводных и пресноводных эпиконтинентальных бассейнов; при этом периодически на дневную поверхность выводились обширные площади, чему способствовала мелководность бассейнов седиментации. Во второй половине позднего палеозоя на Сибирской платформе установился преимущественно континентальный режим осадконакопления. Элювиальные образования, неоднократно формировавшиеся на Сибирской платформе в течение позднего палеозоя, очень редко фиксируются в разрезах в своем первичном залегании. Для угленосных формаций, к которым относятся позднепалеозойские отложения, характерны пестрота фациальных характеристик, быстрое выклинивание пластов, неоднократный размыв, перемыв и переотложение ранее сформированных осадков. Поэтому такие сравнительно маломощные образования, как формации кор выветривания, сохраняются в этих отложениях лишь в исключительных случаях. Известно всего несколько точек с корами выветривания *in situ*, в основном же эпохи интенсификации химического выветривания фиксируются продуктами их ближнего (флинтклеи, каолиниты) и дальнего (горизонты пород повышенной зрелости) переотложения. Датировка кор выветривания также чрезвычайно затруднена значительным разрывом в возрасте субстрата кор выветривания и перекрывающих их пород. Поэтому установление возраста образований формаций кор выветривания зачастую производится через определение возраста синхронных им высоkozрелых пород.

Наиболее древний уровень корообразования, приуроченный к началу среднего карбона, зафиксирован лишь по высоkozрелым осадочным отложениям этого возраста, залегающим на размытой поверхности разновозрастных толщ от кембрия до раннего карбона. Рядом исследователей в основании катской свиты (C_2 — C_3) отмечаются горизонты флинтклея. Например, в бассейне р. Ангары пласт флинтклея зафиксирован на Кокуйском месторождении углей (рис. 7, точка 8). Флинтклей сложен изотропным или слабо раскристаллизованным каолинитом с небольшой примесью гидрослюда и зерен кварца. Химический состав флинтклея приведен в табл. 21. Мощность пласта 1,9 м [48].

В бассейне нижнего течения р. Чадобца, по данным А. Е. Бабушкина, одной из скважин в основании катской свиты вскрыт

1,5-метровый прослой глины типа флинтклей (см. рис. 7, точка 7), характеризующийся следующим химическим составом: Al_2O_3 38,14%; SiO_2 46,86%; TiO_2 0,48%; п.п.п. 14,21%.

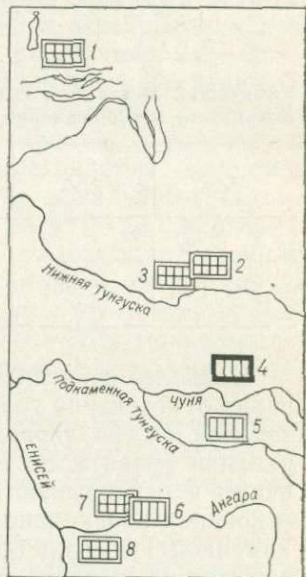
На границе среднего и позднего карбона фиксируется следующий уровень интенсификации процессов химического вывет-

Рис. 7. Схема распространения позднепалеозойских кор выветривания в западной части Сибирской платформы.

Усл. обозначения см. на рис. 6.

ривания. Однако он обнаруживается в разрезах также лишь по увеличению зрелости компонентов осадочных толщ.

Кора выветривания *in situ* на границе позднекаменноугольных и пермских отложений отмечена в бассейне р. Чуни (см. рис. 7, точка 4). Здесь кора выветривания развита по породам верхнекатской (C_3) подсветы и перекрывается отложениями еробинской свиты (P_{1er}). Кора выветривания имеет следующее строение:



зона слабо измененных пород — серые и темно-серые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты слабо известковистые разбитые трещинами, по которым развиваются корочки гидрокислов железа

0,3—0,5 м

зона каменно-структурного элювия — трещиноватые алевро-аргиллиты, вверх по разрезу утрачивающие первичную текстуру и превращающиеся в обломки, погруженные в буровато-серую глинисто-алевритовую массу

0,4—0,6 „

зона глинистого элювия — буровато-серые глины каолинит-гидрослюдистого состава с примесью (около 25—30%) песчано-алевритового материала кремнисто-кварцевого состава, карбонатов и гидрокислов железа.

0,15—0,4 „

Усиление химического выветривания отмечается также на границе ранней и поздней перми, однако фиксируется оно лишь по повышению зрелости осадочных пород.

Кроме того, на Сибирской платформе описан ряд образований, условно относимых к формации коры выветривания позднепалеозойского возраста. Эти образования изучены слабо, возраст их также весьма неясен. Ниже приведено несколько примеров таких разрезов. На юге платформы, на водоразделелевой и Правой Бедобы, по данным Е. К. Герасимова, вскрыты скважинами и горными выработками коры выветривания (см. рис. 7, точка 6). Они представлены сухарными глинами оливко-

во-зеленого, реже желтоватого цвета с псевдобобовой и бобовой структурой. Коры развиты по породам катской свиты, датируемой спорово-пыльцевыми комплексами, и имеют достаточно широкое распространение. По составу глины монтмориллонитовые с примесью каолинита. В связи с тем что эти коры не перекрыты осадками, не исключен их более молодой возраст.

Таблица 21

Химический состав флинткля из катской свиты
Кокуйского месторождения, вес. %

Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П.п.п.	Σ
35,72	49,60	1,20	0,65	12,72	100,89
34,34	49,08	2,70	0,65	14,18	100,95

Наиболее отчетливые следы усиления химического выветривания отмечены на границе осадочных позднепалеозойских образований и туфолаковой толщи раннего триаса. Эти коры выветривания развиты по породам различных горизонтов поздней перми и перекрываются отложениями раннего триаса. Так, в основании корвунчанской свиты (Т₁) в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски (см. рис. 7, точка 5) обнаружена кора выветривания, в составе которой выделяются следующие зоны (снизу вверх):

- зона слабоизмененных пород — трещиноватые граувакковые слабо известковистые песчаники 0,3—0,5 м
- зона каменно-структурного элювия — слабо выветрелая дресва полимиктовых песчаников, погруженная в светло-серую или желтовато-серую песчано-глинистую массу. Количество обломков уменьшается вверх по разрезу вплоть до полного исчезновения 0,3—0,5 „
- зона глинистого элювия — белые вязкие каолин-гидроалюидные глины с примесью (10—35%) песчано-алевритового материала кварцевого состава. Химические анализы дали следующие результаты: SiO₂ 63,02—70,19%; Al₂O₃ 18,14—21,33%; Fe₂O₃ 0,39—1,41%; содержание свободного глинозема достигает 4,11%. Повышенное содержание кремнезема связано с примесью песчано-алевритового материала 0,2—0,3 „

В бассейне р. Нижней Тунгуски в верхней части дегалинской свиты скважинами вскрыты каолинолиты [28]. В скважинах 22-П, 14-П, 5-П профиля Тура — Виви фиксируются ярко-зеленые, бурые, кирпично-красные и белые аргиллитоподобные породы мощностью 1,5—2 м, которые по данным термического анализа оказались в большинстве своем каолинолитами (см. рис. 7, точки 2, 3). Отмечаются эти образования непосредственно выше угольного пласта I и перекрываются мощной пачкой

туфов. Залегают каолинолиты в виде пластов среди нормально-осадочных пород, либо отмечаются в виде обломков разной размерности и различной окатанности в относительно мощных пачках (до 6 м), сложенных терригенными породами.

На северо-западе Сибирской платформы Т. А. Дивиной [56] описана формация коры выветривания, залегающая на различных горизонтах верхнепермских отложений и перекрывающаяся туфолоавовой толщей раннего триаса (см. рис. 7, точка 1). Описанные породы представляют собой предположительно делювий каолиновой коры выветривания. Породы брекчированы (обломки остроугольны), окрашены в светлые (кремовые, розоватые, зеленоватые) цвета. Профиль коры выветривания является «перевернутым», однако минералогическая зональность сохраняется. Четко выделяются зоны (снизу вверх) каолинистых глин, гидрослюдисто-каолинистых, гидрослюдистых. Каолинит имеет, по данным рентгеноструктурного анализа, совершенную структуру. Кроме глинистых минералов присутствуют значительное количество терригенного кварца (10—50%), окислы железа (в виде гематита), карбонаты в форме сферолитов сидерита (вторичные образования).

Породы формации коры выветривания этого возраста зафиксированы в нескольких точках на северо-западе платформы, наилучшей сохранности — на плато Хараелах (север Норильского района).

Конец палеозоя ознаменовался формированием предтриасовой поверхности выравнивания на северо-востоке платформы [219]. Следы ее фиксируются на Оленекском и Куойкско-Далдынском поднятиях. Формирование этой поверхности выравнивания сопровождалось образованием коры химического выветривания, переотложенные продукты которой отмечены в морских отложениях индского яруса раннего триаса, трансгрессивно залегающих на пермских, синийских и протерозойских породах.

Мезозойские и кайнозойские формации кор выветривания Сибирской платформы

Тунгусская синеклиза

К настоящему времени в триасе Средней Сибири установлено значительное количество проявлений кор выветривания и продуктов их переотложения. Однако датировка их возраста, как и отнесение к остаточным, либо осадочным образованиям в большинстве случаев условно, что связано с отсутствием в их составе палеонтологических остатков, слабой в целом изученностью триасовой системы Сибири, различной информативностью материала. Сейчас можно говорить в общем о двух эпохах корообразования в триасе: раннетриасовом и познетриасовом.

Наиболее древняя (раннетриасовая) эпоха проявила себя достаточно широко (рис. 8). Ее продукты установлены на Таймыре, на северо-востоке Сибирской платформы, в центральной ее части — в Мало-Ботуобинском районе, на юге Тунгусской синеклизы, Предверхожанском краевом прогибе и Вилюйской синеклизе.

По данным Г. И. Степанова, на Центральном Таймыре в районе оз. Пемпил (см. рис. 8, точка 2) коры выветривания развиты по туфам трахито-базальтового состава бетлинской свиты раннего триаса. Представлены они неслоистыми, пористыми красноцветными породами с неправильными гнездообразными стяжениями. По данным термического анализа красноцветы состоят из гидроокислов железа с примесью гидрослюд, иногда — каолинита. Содержание глинозема в них низкое (до 15,4%). Перекрываются коры отложениями фадью-кудинской свиты, также относимой к раннему триасу, в которой установлены переотложенные продукты кор выветривания. Мощность кор не установлена, по простираанию они прослежены на 1,4 м. Для выяснения происхождения этих образований, по мнению авторов, требуются дополнительные исследования.

На северо-востоке Сибирской платформы раннетриасовые коры выветривания описаны М. Е. Капланом [86] на левобережье Оленекской протоки. В 0,8 км к юго-востоку от устья р. Дюлюнг-Юрага (см. рис. 8, точка 8) кора развита по пестроцветным граувакковым песчаникам индского яруса. Ее состав

не изучен, а отнесение к остаточным продуктам достаточно условно. Кора имеет следующее строение (снизу вверх):

граувакковые андезит-базальтовые песчаники, разрушенные до состояния песка, имеющего зеленый цвет и содержащего плитки сохранившихся песчаников	1,2 м
песчаники, разрушенные до охристого желтого песка с плитками мелкозернистых ожелезненных песчаников	0,1 „
глина зеленовато-серая пластичная	0,2 „

В левом борту Оленекской протоки в 1,8 км к юго-востоку от устья р. Нуучча-Юрэгэ (точка 9) кора выветривания развита по кварц-граувакковым песчаникам пермского возраста. Разрез коры (снизу вверх) следующий:

кварц-граувакковые песчаники, разрушенные до состояния желтого охристого песка, содержащего плитки тех же песчаников.	0,1 м
глина серая плотная гидрослюдистого состава	1,2 „

Отнесение М. Е. Капланом [86] этих глин к элювиальным образованиям нужно считать условным.

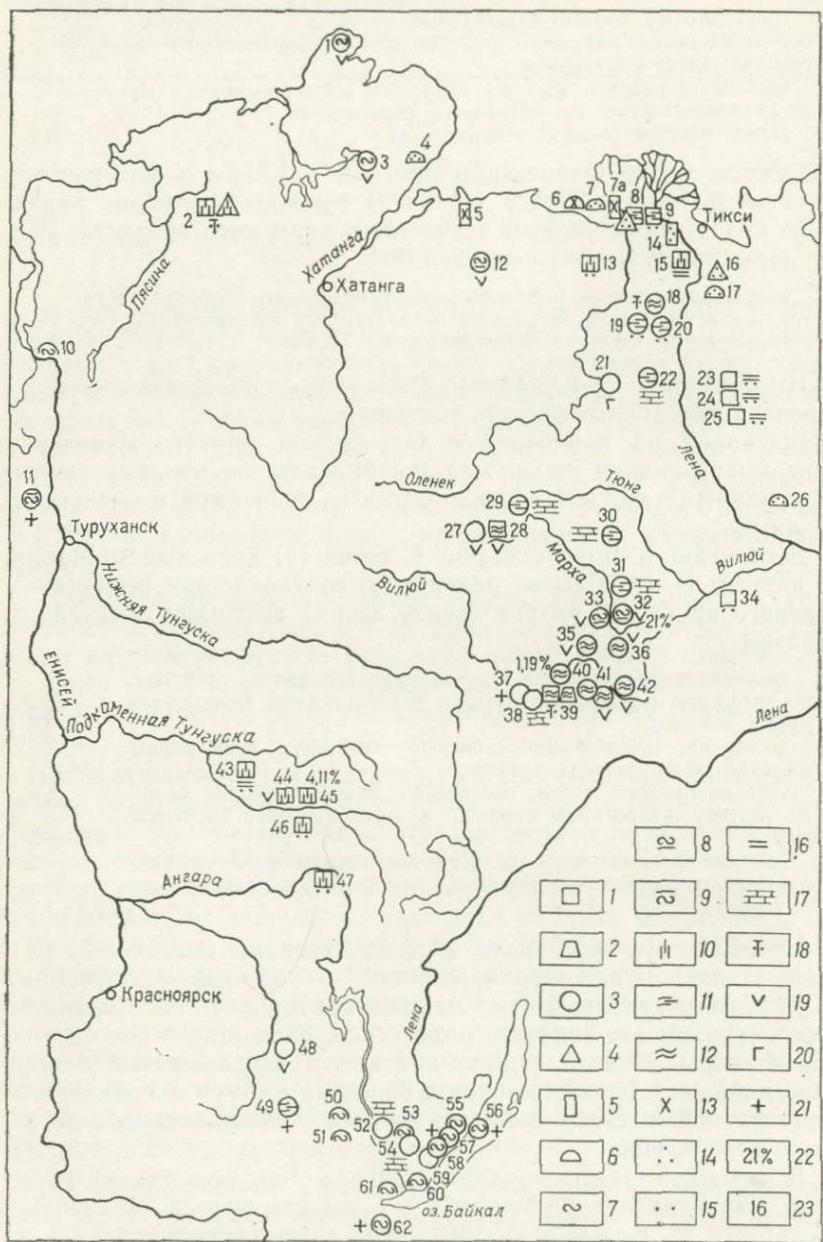
Описанная на левобережье Оленекской протоки формация коры выветривания перекрывается битуминозными терригенными осадками с фауной зоны *gracilitatis*, относимой к оленекскому ярусу.

В бассейне р. Буур (см. рис. 8, точка 13) кора выветривания, по данным И. В. Школы, развита по граувакковым песчаникам индского яруса. Ее разрез (снизу вверх) выглядит следующим образом:

граувакковые песчаники зеленовато-синего цвета, слоистые, по трещинам окрашенные бурыми гидроокислами железа, видимая мощность	до 3,5 м
песчаники, сохраняющие слоистую текстуру, превращены на отдельных участках в песок	1,0—1,5 „
зеленовато-серый песок, постепенно приобретающий вверх по разрезу желтоватый оттенок и переходящий в песчаную глину	0,6—2,2 „
вишнево-красные охры гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитового состава без примеси песчаного и алевроитового материала	0,8—1,2 „

В 1972 г. эта кора была изучена авторами настоящего раздела. Однако эти материалы, как и данные, полученные И. В. Школой, не позволяют однозначно говорить об осадочном, либо элювиальном генезисе ряда слоев, входящих в состав описанной коры. Подстилающие индские и перекрывающие кору выветривания оленекские слои в бассейне р. Буур охарактеризованы фауной, в связи с чем ее возраст устанавливается достаточно определенно.

В северной части западного крыла Чекуровской антиклинали (Приверхоанский прогиб) в 6 км севернее д. Чекуровка, по данным М. Е. Каплана [86], кора выветривания развита по пермским аргиллитам (см. рис. 8, точка 15). Строение коры следующее:



аргиллиты выветрелые, ожелезненные, рассеченные многочисленными трещинами с прослоями пестрых обохренных глин	20,0 м
аргиллиты буровато-желтые, ожелезненные, с лепешковидными карбонатными конкрециями	0,35 „
аргиллиты выветрелые желтые и пятнисто-окрашенные, монтмориллонит-гидролюдистого состава с линзовидными прослоями пестрых пластичных обохренных глин	3,1 „

Отнесение этих аргиллитов к элювиальным образованиям достаточно условно. Они перекрываются также аргиллитами, содержащими фауну раннеоленинской зоны *multiformis*.

В пределах меридионального отрезка Приверхоанского прогиба Р. А. Биджиевым, Е. Р. Горшковой, Г. М. Любцевой, Д. П. Сидоровым и другими геологами ВАГТа и ВНИГРИ в 1962—1968 гг. описаны проявления кор выветривания на контакте перми и триаса. Часто на этом контакте (реки Дьолобуун, Сырган-Сюктюк, Сынча и др.) на угленосных позднепермских отложениях, иногда дезинтегрированных и рыхлых, залегает пачка неравномерно чередующихся рыхлых и пластичных пестроцветных глин, слабо цементированных алевролитов и песчаников, песков и алевролитов, перекрываемых пестроцветными с фауной индских конхострок (см. рис. 8, точки 23—25). Мощность переходной пачки, отличающейся от подстилающих и перекрывающих пород своей рыхлостью, нередко интенсивным ожелезнением, и представляющей собой продукты выветривания (возможно, испытывающие частичное переотложение) изменяется в довольно широких пределах, но чаще 8—10 м.

На востоке Тунгусской синеклизы в бассейне верхнего течения р. Мархи кора выветривания, представленная монтмориллонитовыми глинами, развита по долеритам (см. рис. 8, точка 28).

В Мало-Ботуобинском районе скважиной АН-49 (см. рис. 8, точка 39) вскрыто неоднородное по составу и структуре тело гипергенно измененных эффузивно-осадочных пород, заполнивших жерловину взрыва, в которых различается три разновозрастных коры выветривания: ранне-, средне- и поздне триасовая*.

Рис. 8. Схема размещения проявления кор выветривания и продуктов их переотложения в триасе Средней Сибири.

1—3 — коры выветривания (1 — раннетриасовые, 2 — среднетриасовые, 3 — познетриасовые); 4—6 — переотложенные продукты кор выветривания (4 — раннетриасовые, 5 — среднетриасовые, 6 — познетриасовые); 7—14 — состав кор выветривания и их переотложенных продуктов (7 — каолинитовые, 8 — каолинит-монтмориллонитовые, 9 — монтмориллонит-каолинитовые, 10 — гидролюдисто-каолинитовые, 11 — гидролюдистые, 12 — монтмориллонитовые, 13 — гидротит-шамозитовые породы и другие железистые образования, 14 — кварцевые пески и песчаники); 15—21 — состав субстрата (15 — песчаники, алевролиты, 16 — аргиллиты, глинистые сланцы, 17 — карбонатные породы, 18 — туфогенные породы, 19 — базальты, 20 — кимберлиты, 21 — метаморфизованные породы); 22 — содержание свободного глинозема в коре выветривания; 23 — точки наблюдения (см. текст).

* Более обстоятельно коры выветривания и их переотложенные продукты, установленные в триасовых образованиях восточной части Тунгусской синеклизы, описаны Г. Н. Черкасовым в настоящей монографии.

В пределах Виллюйской синеклизы Р. В. Королевой [98] описана кора выветривания, залегающая в основании индских аргиллитов на триггенных породах позднего палеозоя, слагающих локальные структуры Хапчагайского поднятия (см. рис. 8, точка 34). Нижняя зона коры мощностью до 20 м представлена трещиноватыми и ожелезненными кварцевыми песчаниками с каолинитом. Выше следует маломощный (десятки сантиметров — первые метры) горизонт дезинтегрированных песчаников и сменяющая его зона глин мощностью до 3—4 м. Породы коры выветривания резко выделяются среди вмещающих отложений пестрой (зеленоватой, желтой, бурой) окраской, рыхлостью и пластичностью. Отнесение этих песчаников и глин к элювию условно.

К этому же уровню на юге Тунгусской синеклизы отнесены коры выветривания, установленные в основании раннетриасовой вулканогенной толщи [109]. Здесь под туфами корвунчанской свиты шурфами вскрыт пласт белой вязкой гидрослюдисто-каолинитовой глины, мощностью до 1,0 м. В среднем течении р. Юдукон (см. рис. 8, точка 45) и среднем течении р. Оскобы (см. рис. 8, точка 46) синхронные пласты глины залегают на позднепермских песчаниках. Содержание свободного глинозема в глине с р. Юдукон составляет 4,11%. Отнесение этих глин к корам выветривания также достаточно условно, тем более что они залегают на песчаниках.

Аналогичные глины установлены в среднем течении р. Дульсимы (см. рис. 8, точка 44). Здесь серая пластичная монтмориллонит-каолинитовая глина залегает на структурном элювии базальтов. Содержание свободного глинозема в глине составляет 2,8% при валовом его содержании 22,63%.

В долине р. Тычаны (см. рис. 8, точка 43), между раннетриасовыми туфами и угленосными отложениями среднего-позднего карбона (катская свита) известен пласт глины мощностью около 1,0 м, который, возможно, является корой выветривания предкорвунчанского времени. В долине р. Ангары, в 1,3 км ниже устья р. Карадимы (см. рис. 8, точка 47) аналогичные глины мощностью 1,0 м описаны Ю. С. Глуховым в основании тунтончанской свиты раннего триаса.

Переотложенные продукты раннетриасовых кор выветривания известны на Центральном Таймыре (см. рис. 8, точка 2). Повышенное содержание глинозема отмечается в некоторых красноцветных породах фадью-кудинской свиты. Эти породы представляют собой глинистые или алевроито-глинистые отложения кирпично-красного или бордово-красного цвета. Мощность таких слоев достигает 6 м. По данным Г. И. Степанова, красноцветные породы состоят из гидроокислов железа с примесью гидрослюд; в других разновидностях наряду с этими минералами устанавливается примесь каолинита. Содержание глинозема в красноцветных породах непостоянно и колеблется в широких

пределах (от 14—20% до 25,5%) при низком количестве окисного железа (1,59%) и высоком — кремнезема (до 51,13%). Из песчаников фадью-кудинской свиты собраны пелелиподы *Anadontophora* cf. *fassaensis* [Wisman], указывающие, по данным Ю. Н. Попова, на раннетриасовый возраст содержащих их слоев.

На северо-востоке Сибирской платформы по Оленекской протоке близ устья д. Дюлюнг-Юрэга (см. рис. 8, точка 8) и в Хараулахских горах (см. рис. 8, точка 16) переотложенные продукты раннетриасовой — позднепермской кор выветривания, представленные кварцевыми песчаниками, отмечаются в отложениях индского яруса [49]. Песчаники образуют пачки мощностью не более первых метров.

В среднем триасе, в отличие от раннего, известны единичные проявления кор и продуктов их переотложения, среди которых чаще встречаются переотложенные продукты.

На междуречьи Хатанги и Анабара в пределах Тигяно-Анабарской антиклинали (см. рис. 8, точка 5) в отложениях гурымисской свиты отмечаются прослой гидрогётит-шамозитовой (?) породы [169]. Гурымисская свита залегает согласно на отложения анизийского яруса и с небольшим размывом перекрывается терригенными осадками чайдахской свиты, относимой к норийско-рэтскому ярусам. Гурымисская свита сложена в основном косослоистыми разнозернистыми, преимущественно мелко-, реже среднезернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и маломощными линзовидными прослоями каменного угля. В ней содержатся также прослой конгломератов и рассеянная галька кварцитов, диабазов и кремней. Мощность свиты 95—120 м. В основании, средней и верхней частях разреза свиты залегают прослой (мощность 0,2—1,0 м) гидрогётит-шамозитовой породы. Повышенное по химическим данным содержание Al_2O_3 в верхнем прослое [77] и результаты термического анализа позволяют предполагать в нем присутствие примеси свободного глинозема. Высокие концентрации железа, титана, преобладание зерен основных эффузивов и их туфов среди обломочных компонентов, присутствие гидрогётита и каолинита свидетельствуют о том, что рассматриваемые хемогенные породы являются продуктами разрушения гиббсит-железисто-каолинитовых кор выветривания основных эффузивов. Отложения свиты лишены фауны, но подстилаются и перекрываются фаунистически охарактеризованными осадками триаса, что позволяет отнести их на основании этих находок к ладинскому ярусу.

Переотложенные продукты кор выветривания (кварцевые песчаники), по данным Г. К. Видмин-Лобазина и др., встречаются в прослоях мощностью до 0,5 м в верхах разреза анизийского яруса (возможно, ладинские отложения) в скважинах Гу-

римисского района, вблизи устья р. Анабар (см. рис. 8, точка 5) и в низовьях р. Лены — р. Булкур (см. рис. 8, точка 14).

На левобережье среднего течения Оленекской протоки и по ее правому притоку — р. Кентдей (см. рис. 8, точка 7а) М. И. Мельниковым, П. И. Глушинским, Д. А. Вольновым и другими в верхней части среднетриасовых отложений отмечается прослой бобово-оолитовой породы мощностью до 2,0 м. Скопления оолитов гётита и гидрогётита в среднетриасовых отложениях нижнего течения р. Оленек установлены А. В. Ивановской [81].

Достаточно отчетливо проявила себя поздне триасовая эпоха корообразования, с которой связываются многочисленные проявления кор и их переотложенных продуктов, особенно широко распространенных на северо-востоке и юге Сибирской платформы.

В пределах Таймырской складчатой области Л. Д. Мирошниковым [135] на полуострове Челюскин в бассейне верхнего течения р. Широкой (см. рис. 8, точка 1) установлена кора выветривания линейного типа гидрослюдисто-каолинитового состава по дайкам изверженных пород. Дайки гранит-порфиоров и граносиенит-порфиоров залегают в сланцево-карбонатной толще ордовика и силура. Кора имеет зональное строение. В верхней части (6—10 м) она сложена пластичной каолинитовой глиной коричневатого-желтовато-серого, кремнево-розового, серого и белого цвета. Глинистая масса сохраняет реликты первичной породы. Ниже до 100—140 м глина теряет пластичность и несет отчетливые следы первичной структуры и текстуры. Каолиниты содержат 34% глинозема, 40% кремнезема, 5% окисного железа. Л. Д. Мирошников [135] указывает на случаи, когда дайки пересекают маломощные слои глинистых сланцев, заключенные в известняках. При этом в частях даек, залегающих в известняках, породы не подвергались каолинизации или затронуты ею очень слабо, тогда как на участках, которые помещаются в сланцах, дайки разложены до каолинов.

Аналогичная каолиновая кора выветривания описана В. Д. Дибнером в 1961 г. по пермским эффузивам в бассейне р. Бикада-Нгуома (см. рис. 8, точка 3). В. Д. Дибнер предполагает третичный возраст этих глин. Однако исходя из наличия в данном районе отложений поздней юры и раннего мела, имеется гораздо больше оснований относить эту кору к позднему триасу — раннему лейасу.

На северо-востоке Сибирской платформы известны многочисленные проявления кор выветривания, развитые по различному субстрату. На р. Анабар в районе пос. Саскылах (см. рис. 8, точка 12) установлена кора по основным эффузивам. В ней выделяется две зоны (снизу вверх): монтмориллонитовая и каолинитовая.

деритом с белыми глинистыми прожилками, в которых установлен гиббсит. Содержание свободного глинозема в прожилках достигает 21%. В одном из шурфов, по данным Г. Н. Черкасова [214], вскрыто гнездо (диаметром до 15 см) белых, желтовато-белых с розовым оттенком массивных пород, состоящих из гиббсита (45%), каолинита (45%) и глинисто-железистых минералов (10%). Кремневый модуль этих пород равен 2,31.

Аналогичные коры выветривания распространены на правом берегу р. Мархи, где они образовались за счет базальтов (см. рис. 8, точка 33), на Хататском участке коры выветривания по долеритам вскрыты скважинами 44, 46, 54, а в Мало-Ботуобинском районе в разрезе скважины АН-49 (см. рис. 8, точка 39), обнаружена кора выветривания по туфогенным породам.

В бассейне среднего течения р. Мархи кора выветривания вскрыта на левом берегу, в 300 м ниже устья р. Нымэлиме, на правом берегу ниже устья р. Сабо (см. рис. 8, точка 29) и в приустьевой части р. Улахан-Дьюктели (см. рис. 8, точка 31). В верховьях р. Мархи на Вилюйско-Оленекском водоразделе кора выветривания развита по траппам, слагающим, по-видимому, корни пластовых интрузий (см. рис. 8, точка 27). Кора выветривания на траппах пермо-триасового возраста установлена также на междуречье Малой Ботуобии и Вилюя, Малой и Большой Ботуобии, в бассейне р. Ыгыатты (см. рис. 8, точки 36, 40).

Позднетриасовые коры гидрослюдистого состава известны во многих районах на северо-востоке Сибирской платформы (см. рис. 8, точки 19, 21, 30).

Монтмориллонитовая кора по траппам в бассейне р. Вилюя известна в бассейнах рр. Укугут (см. рис. 8, точка 35), Вилюйчан (точка 41), в правом борту долины р. Вилюй, в окрестностях пос. Крэстях (точка 42). В долине р. Ирелях на участке «Пятачок» (точка 38) установлена кора выветривания по карбонатным породам устькутского яруса. В этом же районе (точка 37) кора выветривания развита по кимберлитам трубки «Таежной».

Надо сказать, что во многих случаях возраст проявлений кор выветривания, установленных в верхнем триасе восточного борта Тунгусской синеклизы, как и отнесение их к типично элювиальным образованиям, остаются проблематичными.

На северо-западе Сибирской платформы в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности на Ермаковской площади (см. рис. 8, точка 11) скважиной Ер-1Р вскрыта кора выветривания на глубине 1580 м. Кора выветривания развита на хлорит-серицитовых сланцах и доломитах протерозоя. Верхняя зона ее имеет каолинит-гидрогётитовый состав.

Широко развиты переотложенные продукты коры выветривания (каолиновые глины, высокоглиноземистые аргиллиты, кварцевые пески, ильменитовые россыпи) в составе трошков-

ской свиты. Возраст трошковской свиты различными исследователями понимается по разному. Д. И. Ермолаев, Ю. В. Тесленко в 1964 г. и Л. Н. Гугова [52] относят ее к ранней юре. Секция юры Сибирского Межведомственного стратиграфического совещания и Межведомственный Стратиграфический Комитет определяют возраст трошковской свиты как нижний подотдел ранней юры. Авторы полагают, что следует согласиться с мнением М. М. Одинцова, Г. Х. Файнштейна [142] и М. Н. Виниченко [34], относящих трошковскую свиты к рэт-лейасу и сопоставляющих ее с иреляхской свитой северо-восточной части Ангаро-Вилуйского прогиба (бассейн р. Малая Ботуобия). Установленные в трошковской свите переотложенные продукты коры выветривания связаны с размывом элювия, сформировавшегося на различных породах, обычно перекрытых угленосной юрой.

Ниже приводится характеристика некоторых участков, на которых происходило формирование кор выветривания, описанных Е. Г. Бессолициным [15]. На северо-западной окраине Иркутского бассейна в окрестностях села Ук (см. рис. 8, точка 48) в скважинах установлена площадная каолинитовая кора выветривания по траппам. Кора имеет зональное строение. В ее разрезе выделяются (снизу вверх):

- 16,7 м и глубже — траппы черные плотные среднезернистые;
- 15,4—16,7 м — траппы рыхлые с сохранившейся первичной структурой;
- 15,3—15,4 м — глиноподобная порода оранжевого цвета;
- 14,0—15,3 м — глиноподобная порода желтовато-серая с ильменитом.

Перекрывается кора осадками ранней юры (до 14 м), представленными песчаниками существенно кварцевыми, слабо сцементированными с галькой кварца.

В бассейне р. Мурмы (левый приток р. Куды), близ улуса Тангах (см. рис. 8, точка 54) установлена площадная кора выветривания, развитая по мергелям верхоленской свиты позднего кембрия, а также продукты ее переотложения. Перекрывается кора выветривания средне- и мелкогалечными конгломератами заларинской свиты ранней юры. В Иркутском амфитеатре в окрестностях д. Хайты продукты коры выветривания установлены на известняках ленского яруса раннего кембрия (см. рис. 8, точка 52). Они перекрыты светло-серыми среднезернистыми песчаниками заларинской свиты ранней юры.

В Иркутском амфитеатре в составе трошковской свиты отмечаются многочисленные проявления переотложенных продуктов кор выветривания, представленных каолинитовыми глинами, высокоглиноземистыми аргиллитами (см. рис. 8, точки 50, 51, 53, 60, 61).

В районе о. Ольхон на Байкале и в Западном Прибайкалье установлены многочисленные проявления кор выветривания, развитых по высокометаморфизованным архейским и протерозойским породам [211]. На о. Ольхон известен ряд проявлений кор выветривания (см. рис. 8, точка 56). На побережье залива

Саган-Хушинский кора выветривания развита по породам самой нижней свиты архея — хобойской, сложенной тонко чередующимися породами различного состава (кварцитами, амфиболитами, диопсид-плагноклазовыми и биотит-плагноклазовыми сланцами и гнейсами, пегматитами). В коре по составу новообразованных глинистых минералов выделяются две зоны: монтмориллонит-гидрослюдистая и каолинит-галлуазитовая. На побережье залива Уларья Губа кора выветривания установлена по метаморфическим породам уланнурской свиты и прорывающим их амфиболитам и гранитам. В пластах выветрелых параамфиболитов выделяется две зоны (снизу вверх):

зона монтмориллонит-нонтронитовых пород видимой мощностью до 20 м с характерной гнейсовой текстурой, отражающейся в чередовании полос или линз белого и темно-зеленого цвета. Белые прослои сложены преимущественно монтмориллонитом, а темно-зеленые — нонтронитом. Породы пористые, объемный вес их от 1,48 до 1,80 г/см³. Дифференцированные кривые нагревания указывают на монтмориллонитовый состав; в верхней зоне видимой мощностью около 1,5 м выветрелые параамфиболиты представлены темно-бурыми, высокопористыми породами с объемным весом от 1,18 до 1,35 г/см³. По данным термического и рентгеноструктурного анализов эти породы состоят преимущественно из галлуазита и гётита.

Аналогичные коры выветривания по метаморфическим породам уланнурской свиты, включающей мощные (до 20 м) слелы гранитов, установлены у мыса Улан-Ирги, Будун, Харалдайский и на побережье залива Боян-Шунген. В коре на гранитах у мыса Улан-Ирги также выделяются две зоны снизу вверх: гидрослюдистая видимой мощностью около 30 м, сложенная дезинтегрированными породами, и каолинитовая, мощностью около 20 м.

В Западном Прибайкалье коры выветривания развиты по метаморфическим породам архея. Так, в Загалмайской долине (см. рис. 8, точка 57) под неогеновыми и эоплейстоценовыми отложениями мощностью 82 м сваяжинами вскрыта кора выветривания по биотитовым гнейсам. Ее мощность около 40 м. Нижние 15—20 м вскрытого разреза представлены гнейсами с частично измененными плагноклазами и гидратированными биотитами; верхняя часть разреза — каолинит-гидрослюдистыми породами [167]. В долине Борсойский Тажеран (см. рис. 8, точка 57) скважинами вскрыта кора выветривания мощностью около 100 м на гнейсах и кристаллических сланцах. Кора здесь имеет пестрый состав. Она сложена монтмориллонит-нонтронитовыми, гидрослюдистыми и слабоизмененными дезинтегрированными породами.

На Озерском проявлении в Западном Прибайкалье (см. рис. 8, точка 58) кора выветривания на биотитовых диоритах и биотитовых плагногнейсах архейского возраста вскрыта до глубины 116 м. В коре выветривания, развитой на биотитовых диоритах, выделяются две зоны [120]: нижняя — мощностью

около 15 м — частично выветрелые породы с гидрослюдами и монтмориллонитом, и верхняя — мощностью 50—60 м, сложенная каолинит-гидрослюдистыми породами с реликтовыми зернами кварца. С корой выветривания в Озерской долине связаны месторождения марганца [17] и фосфатов [74].

Севернее Озерского проявления известна кора выветривания мощностью в несколько десятков метров, развитая по архейским метаморфическим породам. С этими же корами, видимо, связаны залежи бурого железняка. На Петрово-Поповском железорудном месторождении бурые железняки на глубине около 100 м сменяются сульфидными рудами. Указывается [124], что бурые железняки представляют собой зоны окисления сульфидных руд.

С Сарминским проявлением коры выветривания в Западном Прибайкалье (см. рис. 8, точка 55), очевидно, связано одноименное месторождение фосфоритов [120]. Здесь кора развита на породах улунгуйской свиты позднего протерозоя в виде карманов глубиной более 40 м. Материнскими породами являются фосфатно-карбонатно-кремнистые и карбонатные отложения, а породы коры выветривания представлены брекчиевидными глинистыми плотными и рыхлыми образованиями, обогащенными вторичными фосфатами.

Реликты своеобразной коры выветривания в виде толщи элювиальных, почти чисто кварцевых песков, слагают Харгинское месторождение (см. рис. 8, точка 59). Кора развита на кварцитах голоустинской свиты позднего протерозоя и представлена кварцевыми песками мощностью более 26 м, элювиальная природа которых была доказана и М. С. Бабковой [8]. Кварцевые пески почти мономинеральные породы. Они содержат 97,28% кремнезема, 1,86% глинозема, 0,23% окиси железа, 0,3% щелочных земель, 0,24% окиси калия. Элювиальные кварцевые пески известны и еще в ряде пунктов в полосе распространения пород голоустинской свиты в районе Приморского хребта [8].

В районе Слюдянского месторождения флогопита (см. рис. 8, точка 62) описаны каолинизированные пегматиты. Первичные каолины занимают значительную площадь в правом борту Сухого ручья. Они сложены почти нацело каолинитом и кварцем.

В Восточном Саяне кора выветривания развита повсеместно на карбонатитах (см. рис. 8, точка 49), на породах ийолит-мельтейгитового ряда, нефелиновых сиенитах и пикритовых порфиритах, образующих крупный массив щелочных пород палеозойского возраста, а также на вмещающих этот массив породах — диабазах, гранитах и осадочно-метаморфических породах протерозоя. Мощность коры в зонах тектонических нарушений достигает 70—80 м, обычно же изменяется от 10 до 50 м. Нижние горизонты коры выветривания карбонатитов представлены

сыпучими дезинтегрированными породами, верхние — охристыми и гидрослюдисто-глинистыми образованиями. Сохранение текстур материнских пород установлено в охристых продуктах выветривания, что указывает на их элювиальную природу. Среди продуктов выветривания силикатных пород в нижних горизонтах коры наибольшее развитие получают гидроокислы и гидрохлориты.

Для всех описанных проявлений коры выветривания Иркутского амфитеатра достоверно установлено, что они образовались на породах древнее юры, причем первоначальные мощности, по-видимому, составляли многие десятки метров. Однако в разных районах амфитеатра коры выветривания перекрываются осадками различного возраста — от раннеюрского до четвертичного.

Довольно часто с верхнетриасовыми отложениями связаны переотложенные продукты кор выветривания. Такие продукты, представленные кварцевыми и субкварцевыми песчаниками, образуют маломощные прослои в верхней части норийско-рэтских отложений. Они установлены в разрезе мыса Цветкова и, по данным А. В. Лейпцига [114], на Восточном Таймыре (см. рис. 8, точка 4) среди карнийско-рэтских отложений в устье Оленекской протоки (точка 7), а также [86] в западной части на севере Предверхоанского прогиба в бассейне р. Бееюке (точка 17). Мощные пачки кварцевых песчаников описаны А. В. Лейпцигом [114] в составе мусучанской свиты позднего триаса в пределах южной части Предверхоанского прогиба (см. рис. 8, точка 26). В районе нижнего течения р. Оленека (р. Нанга) и на побережье моря Лаптевых вблизи устья Оленекской протоки (точка 6) О. А. Ивановым, Д. В. Лазуркиной и др. в 1962 г. в основании карнийского яруса установлен конгломерат, сцементированный железистой оолитовой породой.

В низовьях р. Енисея на склоне Точинского поднятия в основании лейасовых отложений А. С. Запорожцевой [77] установлены переотложенные продукты кор выветривания (см. рис. 8, точка 10). Отложения среднего и позднего лейаса перекрывают здесь тело габбро-диабазов, возраст которых не моложе пермо-триаса. В основании лейасовых отложений залегают маломощные (13 м) морские осадки, сложенные песчаниками, глинами и конгломератами. В гальке последних присутствуют габбро-диабазы; плагноклаз (лабрадор) в гальке габбро-диабазов значительно каолинизирован. Каолинит также выполняет трещинки в гальке. Цемент конгломератов хлоритовый типа шамозита и частично кальцитовый. Глины, залегающие в виде слоя мощностью до 2 м в нижней части разреза и присутствующие в линзочках и прослойках среди конгломератов и песчаников, состоят из каолинита, гидрослюды и хлорита. Выше (через 10-метровый закрытый интервал) располагаются песчаники с галькой и глинистым каолинистым цементом.

Подводя итог описанию кор выветривания и их переотложенных продуктов в триасе Сибирской платформы, можно сделать следующие выводы.

1. В триасе для Сибирской платформы и ее складчатого обрамления четко обозначились раннетриасовая и поздне триасовая

Таблица 22

Возрастная приуроченность кор выветривания и продуктов их переотложения в триасе Средней Сибири и триасовых бокситов Евразии

Период (система)	Отдел	Участки, в которых развиты триасовые коры выветривания и их переотложенные продукты Средней Сибири (см. рис. 8)	Триасовые бокситы Евразии
Триас	Верхний	1, 3, 4, 6, 7, 10, 11, 12, 17, 18—22, 26, 27, 29—33, 35—42, 48—62	I, II, III, IV, V, VII, VIII, XI
	Средний	5, 7, 14, 39	
	Нижний	2, 8, 9, 13, 15, 16, 23, 24, 25, 28, 34, 39, 43—47	VI, IX, X

I—III — Уральская провинция (I — Сосвинско-Салехардский угольный бассейн, II — Богословско-Веселовская депрессия, III — Орская депрессия); IV—VI — Среднеазиатская провинция (IV — Гиссарский хребет, V — Южная Фергана, VI — Памир); VII — Северный Афганистан; VIII — Южный Иран; IX—X — Турция (IX — Мендересский массив, X — массив Аланья); XI — Югославия.

вая эпохи корообразования, с которыми связано подавляющее большинство описанных выше находок кор выветривания и продуктов их переотложения. Об этом же свидетельствует и возрастная приуроченность известных на Евразийском континенте месторождений и проявлений бокситов (табл. 22). Как видно из рис. 8, все они опять-таки тяготеют к раннему и в большей части — к позднему триасу. На отдельных локальных участках имело место слабое проявление кор выветривания в среднем триасе, однако вряд ли есть основания говорить о среднетриасовой эпохе корообразования.

2. На Центральном Таймыре и особенно в Лено-Оленекском районе (бассейн р. Буур) датировка возраста элювия достаточно обоснована в связи с находками фауны в подстилающих и перекрывающих отложениях. Здесь коры развиты по индским образованиям и перекрыты осадками оленекского яруса. На юге

Тунгусской синеклизы (в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски и Ангары), на северо-востоке Ангаро-Вилюйского прогиба, в Вилюйской гемисинеклизе и Предверхоаянском прогибе коры выветривания в большинстве своем развиты по пермским отложениям и перекрыты индскими осадками. Они могут быть как раннетриасовыми, так и позднепермскими.

3. Позднетриасовая эпоха корообразования проявилась, очевидно, в корнийское время. Широкое распространение переотложенных продуктов коры выветривания, встреченных в норийско-рэтских отложениях, позволяет говорить о донорийском возрасте корообразования.

4. Коры выветривания имеют зональное строение, при этом состав промежуточных и конечных продуктов выветривания в основном определяется составом пород субстрата. На породах кислого состава конечные продукты выветривания представлены каолиновыми и монтмориллонит-каолиновыми глинами, промежуточные — гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом, гидробититом и др.

На породах основного состава продукты выветривания представлены галлуазитом и гётитом, промежуточные — монтмориллонитом, нонтронитом, хлоритом.

5. Триасовые коры выветривания и их переотложенные продукты в Средней Сибири в подавляющем большинстве относятся к сиазитному типу, и лишь в трех участках (см. рис. 8, точки 32, 39, 45) в них установлено присутствие в небольших количествах свободного глинозема, что указывает на возможное распространение в триасе Сибири процессов латеритного выветривания. К триасовым корам выветривания приурочен ряд полезных ископаемых — каолиновые глины, минеральные краски, кварцевые пески, ильменитовые россыпи. Так, с раннетриасовой эпохой формирования кор выветривания связано образование месторождений минеральных красок в бассейне р. Буур в Лено-Анабарском прогибе. Авторами в этом же районе выявлена повышенная титаноносность раннетриасовых отложений улаханюряхской свиты. В осадках среднетриасовой эпохи в между-речье Хатанга-Лена выявлено три слоя (мощностью 0,2—1,0 м) гидрогётит-шамозитовых пород. Повышенное содержание Al_2O_3 в верхнем прослое и результаты термического анализа позволяют предполагать в нем присутствие примеси свободного глинозема. Высокие концентрации железа, титана, присутствие обильного гидрогётита и каолинита свидетельствует о том, что данные хемогенные породы являются продуктами разрушения гиббсит-железисто-каолинитовых кор выветривания [77].

Гораздо чаще отмечаются месторождения и рудопроявления, приуроченные к позднепермской эпохе формирования кор выветривания и их переотложенных продуктов. Это прежде всего месторождение каолинитов, которое выявлено на полуострове Челюскина, в бассейне верхнего течения р. Широкой [135],

многочисленные месторождения каолиновых глин и аргиллитов в Иркутском угленосном бассейне (Бельское, Трошковское, Каменское, Базойское, Байкальское, Головинкинское, Ишинское, Ольхинское, Приангарское, Черемховское и др.). Здесь же известны месторождения минеральных красок и ильменитовых россыпей (окрестности села Ук), есть указания на присутствие сидеритовых руд, скопление галлия (в высокоглиноземистых глинах), германия (в углистых сапропелитовых образованиях) [15].

Юго-Западная часть Сибирской платформы

В пределах юго-запада Сибирской платформы описано большое количество продуктов коры выветривания мезозойского и кайнозойского возраста [20, 24, 26, 72, 88, 102, 165, 178, 179, 208 и др.]. Подавляющее большинство их расположено в двух районах: Чадобецком и Приенисейском (рис. 9), и лишь в самые последние годы кора выветривания обнаружена на останцах высокого траппового плато, в пределах Вельминского района (бассейны рек Вельмо и Майгуны).

Чадобецкий район. Кора выветривания в пределах Чадобецкого поднятия развиты на различных по возрасту и составу породах, слагающих водораздел между р. Териной и рч. Семенов Дольчик (см. рис. 9, проявл. 1). По данным А. Д. Слукина, кора выветривания, развитая по щелочным ультраосновным породам, подразделяется на следующие зоны.

Зона дезинтеграции мощностью до 30 м представлена трещиноватыми пикритовыми порфиритами темно-серого и желтовато-зеленого цвета. Главными минералами являются: оливин, частично или полностью серпентинизированный (15—40%), диопсид-авгит (5—30%), флогопит (5—25%); второстепенные минералы: магнетит (1—10%), перовскит (1—5%), апатит (до 5%), кальцит (до 2%) и пирит; акцессорные: сфен, циркон, бадделеит. По трещинам в породе развиты гидроокислы железа. В верхних 24 метрах зоны развит гипергенный ферридоломит в виде сферических и хлопьевидных выделений.

Зона выщелачивания и гидратации представлена непластичными, хрупкими породами грязно-серого и желто-зеленого цвета с реликтовой структурой порфиритов. Серпентинизированный оливин слабо нонтронитизирован, либо не изменен, гидрохлориты развиты по хлоритизированному пироксену. Отмечается обесцвечивание флогопита, лейкоксенизация перовскита, окисление магнетита и железосодержащих силикатов. Вскрытая мощность зоны более 4 м.

Зона гидролиза состоит из нонтронитового (нижнего) и гётит-каолинового (верхнего) горизонтов. Реликтовая структура исходных пород хорошо видна в глинах нижнего горизонта. Состав их: нонтронит, гидрослюда, лейкоксен, гётит и реликты первичных минералов. Наличие нонтронита подтверждается рентгеноструктурным и термическим анализами. Мощность нижнего горизонта 8 м. В гётит-каолиновом горизонте, представленном буровато-желтыми, желтыми и белыми пористыми породами, присутствуют: гётит, каолинит, лейкоксен, редко кварц. Реликтовая структура пород улавливается благодаря вкрапленникам оливина и флогопита. Мощность верхнего горизонта более 320 м.

Породы зоны конечного гидролиза по внешнему облику мало чем отличаются от пород зоны гидролиза, но реликтовые структуры исходных пород здесь гораздо менее четкие. В породах этой зоны отмечается гиббсит в виде псевдоморфоз по каолинизированному флогопиту; порой он выполняет отдельные поры. Кроме того, в породах этой зоны присутствуют каолинит, гётит по оливиному и пироксену; лейкоксен по перовскиту, гематит по магнетиту и фосфаты. Мощность зоны 10—40 м.

Химический состав ультраосновных пород и продуктов их выветривания

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
428	33,01	8,44	1,74	1,14	6,97	7,19	0,18	22,35
316	24,81	4,16	4,64	0,86	14,32	1,87	0,36	9,83
411	35,03	9,21	8,56	0,36	25,76	1,46	Сл.	3,75
1177	16,18	9,66	18,35	2,15	41,35	0,29	0,23	0,56
1500	15,63	30,79	6,19	1,07	25,57	0,47	0,12	0,39

Обр. 428 — свежий пикритовый порфирит. Продукты коры выветривания: обр. 411 — нонтронит-гидрослюдаые, обр. 1177 — гётит-каолиновые (зона гидролиза), обр.

Развитие профиля по латеритному типу полностью подтверждается результатами химического анализа (табл. 23).

Кора выветривания по терригенным породам также представлена четырьмя зонами.

В зоне дезинтеграции олигомиктовые песчаники и кварц-слюдистые сланцы изменены незначительно — по трещинам видны гидроокислы железа.

Зона выщелачивания сложена гидрослюдистыми и кварц-слюдистыми породами белого, серого и желто-серого цвета с четкой реликтовой структурой исходных пород. Гидрослюда развита по мусковиту и плагиоклазам. По пириту образуется гётит. В трещинах возникают гидроокислы железа.

В зоне гидролиза глины, обладающие реликтовой текстурой исходных пород, имеют довольно сложный минералогический состав: каолинит, кварц, гётит, редко гидрослюда, халцедон и кальцит; из аксессуарных: циркон, сфен, рутил, турмалин, ильменит. Каолинит либо в тонкодисперсном состоянии выполняет секущие жилы, либо в виде червеобразных сростков образует псевдоморфозы по алюмосиликатным минералам. Максимальные количества каолинита (90—98%) в выветрелых сланцах, значительно меньше его в выветрелых алевритах (30—60%), а в выветрелых песчаниках лишь 1—40%.

В зоне конечного гидролиза глины еще обладают реликтовой структурой материнской породы. Они очень сходны по своему составу с породами предыдущей зоны, но уже содержат в некотором количестве гиббсит.

А. Д. Слукиным [178] в пределах Чадобецкого поднятия описан неполный (нижние зоны не вскрыты) профиль коры выветривания сланцев, представленный (снизу вверх):

30—11,5 м — рыхлые каолинит-гиббитовые породы с реликтовой текстурой сланцев и алевритов; граница с вышележащей толщей резкая;

11,5—3,0 м — каменные латериты по сланцам и алевролитам с тремя маломощными (по 5—10 см) латеритизированными силлами пикритовых порфиритов.

Перекрыта кора выветривания четвертичными суглинками с обломками латеритов в почве (до 3,0 м).

Таблица 23

Центрального проявления, по А. Д. Слукину [179], вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	Σ	Объемный вес
9,86	0,43	1,50	0,54	4,07	1,74	0,12	99,28	3,06
18,97	0,28	0,86	4,09	3,21	11,40	0,09	99,75	2,01
0,79	0,08	1,30	6,60	5,72	0,34	0,22	99,18	1,58
1,09	0,12	0,40	0,94	8,78	0,49	—	100,59	1,41
0,54	0,09	0,03	0,62	17,69	0,20	Сл.	99,40	Не опр.

316 — гидроклоритовые, гидрослюдистые (зона выщелачивания и гидратации), обр.
1500 — гетит-каолинит-гипбситовые (зона конечного гидролиза).

Химический состав исходных пород и продуктов их выветривания приведен в табл. 24. Исходные породы сложены кварцем, полевыми шпатами, мусковитом. Последние два минерала в процессе выветривания претерпевают замещение глинистыми минералами (гидрослюдой, монтмориллонитом, выше по разрезу — каолинитом). Кварц растворяется и кремнезем выносятся. Минералы, содержащие железо, замещаются гетитом. В зоне каолинит-гипбситовых пород, сохраняющих текстуру исходных пород, присутствует также гипбсит. Венчается разрез пористыми каменными гипбситовыми породами с реликтовой сланцевой текстурой.

Кора выветривания по долеритам описана в 1963 г. Ф. Г. Павсовой (устное сообщение) по ряду горных выработок в районе западной окраины Чадобецкого поднятия. Продукты коры выветривания подразделены на две зоны: гидрослюдисто-монтмориллонитовую и гидрослюдисто-каолинитовую. В глинах первой (нижней) зоны преобладает хлорит, развивающийся по темноцветным минералам и по плагиоклазам. Значительно реже отмечаются агрегаты гидрослюды, замещающие полевые шпаты. Изредка встречаются скопления чешуек минералов из группы монтмориллонит—нонтронита. Глины второй (верхней) зоны представлены гидрослюдой и каолинитом. Реликтовая структура долеритов четко улавливается в породах нижней зоны, в верхней же отмечаются лишь неясные следы. Судя по результатам химического анализа (рис. 10), снизу вверх по разрезу уменьшается содержание кремнезема, щелочей и щелочных зе-

мель и заметно увеличиваются содержания глинозема, титана и потерь при прокаливании. По мнению Ф. Г. Пасовой, верхние зоны коры выветривания района Чадобецкого поднятия уничтожены эрозией. Они вполне могли быть поставщиками материала для образования бокситоносных толщ этого района.

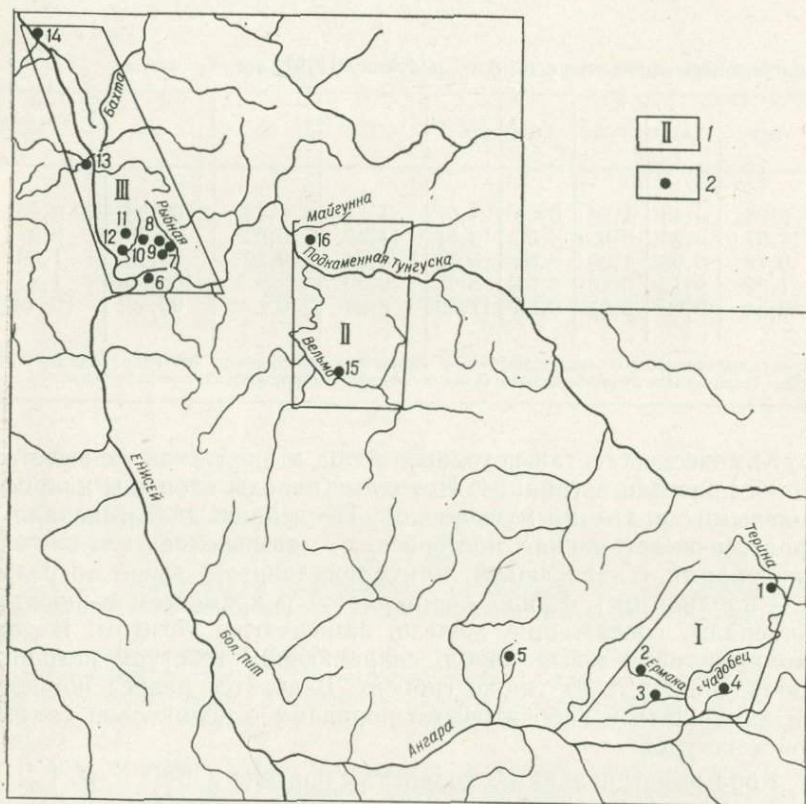


Рис. 9. Схема размещения проявлений мезозойско-кайнозойских кор выветривания на юго-западе Сибирской платформы.

1 — районы проявления кор выветривания (I — Чадобецкий, II — Вельминский, III — Приенисейский); 2 — проявления кор выветривания (см. текст)

Непосредственно к западу от Чадобецкого поднятия, в верховьях р. Иркинеевой известно несколько проявлений кор выветривания, развитых по долеритам.

Джекдаконское проявление расположено на водоразделе р. Ушмы и рч. Джекдакона (см. рис. 9 проявл. 2). По данным Ю. В. Веденеева, Ю. А. Забирова и др., описавших кору выветривания в этом районе в 1972 г., она представлена дезинтегрированными траппами, переходящими вверх по разрезу в глинистую дресву долеритов буровато-зеленого цвета. По данным

термического анализа, глинистая часть состоит из каолинита, нонтронита, монтмориллонита, хлорита, гидрогётита. Эти определения подтверждаются рентгеноструктурными и электронно-микроскопическими анализами. Мощность глинисто-древяной зоны 11 м. Выше располагаются пестроцветные глины мощ-

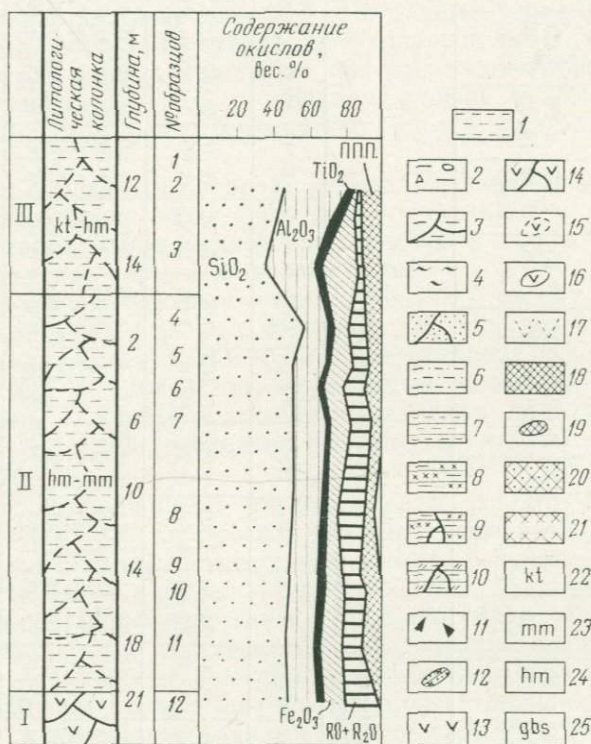


Рис. 10. Литолого-геохимическая характеристика коры выветривания Центрального проявления (см. рис. 9, проявл. 1), по материалам Ф. Г. Пасовой.

I—III — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — гидрослюдисто-монтмориллонитовая, III — каолинит-гидрослюдистая).

1 — глина; 2 — глина с галькой и обломками; 3 — глина с реликтовой структурой исходной породы; 4 — суглинок; 5 — глина с реликтовой алевритовой и псаммитовой структурой; 6 — глина с аутигенными бобовинами; 7 — аргиллит выветрелый; 8 — аргиллит ороговикованный; 9 — аргиллит ороговикованный выветрелый; 10 — метасоматит выветрелый; 11 — обломки структурных бокситов; 12 — обломки песчаников; 13 — долерит свежий; 14 — долерит трещиноватый; 15 — фрагменты («валуны») свежих долеритов в коре выветривания; 16 — валуны долерита; 17 — долерит выветрелый; 18 — боксит каменистый; 19 — боксит каменистый валунного облака; 20 — аллит; 21 — глина бокситовая; 22 — каолинит; 23 — монтмориллонит; 24 — гидрослюда; 25 — гиббсит

ностью до 7 м, обладающие реликтовой структурой долеритов. Состав глины примерно тот же, что и в нижележащей зоне, но, судя по данным термического анализа, роль каолинита здесь несколько выше. Результаты химического анализа, приведенные в табл. 25, свидетельствуют о том, что долериты испытали лишь начальную стадию выщелачивания. Из них практически полно-

Химический состав латеритной коры выветривания сланцев, по А. Д. Слукину [178], вес. %

Разновидности сланцев	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	Σ
Кварц-мусковитовый	67,01	0,50	15,60	1,40	—	—	1,47	0,69	0,24	9,25	1,07	1,93	0,20	—	99,36
Каолинизированный	41,50	1,22	37,65	3,56	—	—	0,67	0,40	0,06	0,06	0,36	14,36	0,66	—	100,50
Гиббситизированный	1,79	2,57	60,65	2,10	0,10	Сл.	—	—	0,01	—	33,34	—	—	Не опр.	100,56

Таблица 25

Химический состав пород коры выветривания и бокситов проявления Джекдакон, по материалам Ю. В. Веденева, Ю. А. Заброва и др., вес. %

№ обр.	Интервал опробования, м	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{вал}	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Σ
1		Обломки бокситов	5,60	40,31	24,48	5,30	0,26	0,16	0,8	0,54	0,01	0,068	0,254	23,30	100,36
2			2,34	35,04	38,00	4,60	0,21	0,16	0,08	0,36	0,02	0,068	0,217	17,94	99,02
3	6,0—7,0	Пестроцветная глина	36,20	23,12	26,11	3,84	0,066	0,14	0,10	0,06	0,02	0,006	0,036	10,44	100,12
4	8,0—9,0		42,66	23,26	19,48	2,30	0,206	0,14	0,05	0,01	0,02	0,003	0,027	11,78	99,93
5	9,0—10,0		41,54	21,76	20,68	2,62	0,242	0,52	0,82	0,08	0,04	0,006	0,027	11,64	99,96
6	10,0—11,0		44,36	21,38	19,48	1,94	0,216	0,42	1,01	0,01	0,02	0,003	0,007	10,94	99,78
7	11,0—12,0		43,06	22,45	19,28	1,94	0,216	0,28	0,21	0,05	0,02	0,006	0,007	11,56	99,09
8	12,0—13,0	Глинистая дресва	42,80	23,45	19,28	2,08	0,275	0,42	0,70	0,66	0,13	0,006	0,014	10,20	100,00
9	13,0—14,0		43,52	23,07	18,07	2,08	0,198	0,42	1,40	0,42	0,27	0,03	0,014	10,62	100,10

Обр. 1—4 отобраны из разных выработок, обр. 5—9 — в шурфе № 3223.

стью вынесены щелочи, в значительной степени щелочные земли и лишь частично кремнезем (см. обр. 5). В остаточном продукте выветривания накапливались лишь окислы железа и титана.

Было установлено, что кора выветривания здесь перекрывается красноцветными песчанистыми глинами, содержащими обломки, глыбы и валуны бокситов, причем насыщение глин бокситами порой достигает 30—50%. По данным термического анализа, глины состоят из каолинита и гидрослюды. В глине встречаются зерна кварца, халцедона, полевых шпатов, биотита. Бокситы в глинах бобовые каменистые сильно железистые или отбеленные с малым содержанием окислов железа (обр. 1 в табл. 25).

Таким образом, в пределах Джедаконского проявления сохранились нижние зоны коры выветривания, в то время как верхние горизонты с продуктами конечного гидролиза (бокситами) испытали размыв и переотложение.

Челинское проявление аналогично по своему строению Джедаконскому (см. рис. 9, проявл. 3). Оно расположено на водоразделе рек Ермаки и Чели и представляет собой структурный элювий по долеритам, перекрытый красными глинами с обломками, валунами и глыбами (размером до 1 м) бобовых бокситов. Качество последних высокое: кремневый модуль достигает 20 [72].

Тагарское проявление расположено к югу от Чадобецкого поднятия (см. рис. 9, проявл. 4). Кора выветривания развита по скарнированным, кальцитизированным брекчиям. По данным Л. Г. Савановича и других, описавших это проявление в 1964 г., мощность коры выветривания меняется от 8 до 45 м в случае площадного типа и достигает 220 м в линейных зонах. Площадная кора встречена на плоских водоразделах, линейная — вдоль зон дробления. Перекрываются коры выветривания бурыми и желтыми неогеновыми глинами с обломками лимонитизированных известняков и бокситов.

Снизу вверх по разрезу кальцитизированные брекчин постепенно становятся все более рыхлыми и все большее значение приобретают глины. Во всех частях разреза, в том числе и в самом верху, выветрелый материал сохраняет структуру исходной породы. В нижних зонах монтмориллонит и каолинит присутствуют в незначительных количествах, а в верхней зоне они являются доминирующими. Судя по наличию обломков бокситов в перекрывающих осадках, описываемая кора выветривания, по-видимому, венчалась в свое время зоной конечного гидролиза, продукты которой в последующее время были уничтожены эрозией.

Ендинское проявление располагается в пределах юго-запада Сибирской платформы, в верховьях р. Енды (см. рис. 9, проявл. 5). Кора выветривания, по данным Е. Т. Боброва [20], развита по долеритам. Выделяются 4 зоны (рис. 11).

В зоне дезинтеграции располагаются темно-зеленые траппы. Зерна темноцветных минералов в них хлоритизированы по периферии и вдоль трещин спайности. По полевым шпатам в небольшом количестве развиты каолинит и серицит. Оливин замещен идингситом и гётитом. Мощность зоны 5—10 м.

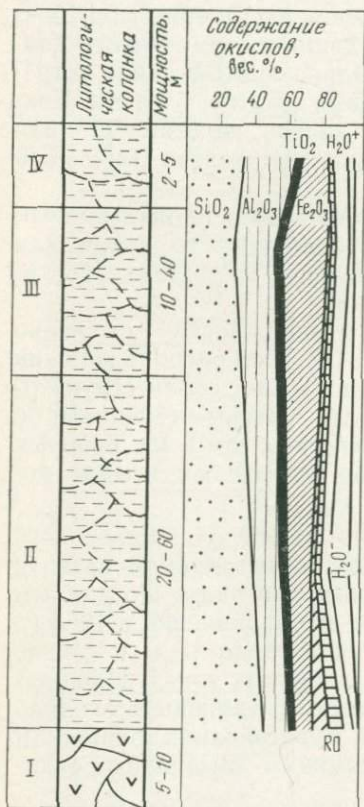


Рис. 11. Литолого-геохимическая характеристика коры выветривания Еидинского проявления, по Е. Т. Боброву [20].

I—IV — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — монтмориллонит-гидрохлорит-каолинитовая, III — каолинит-гидрогематитовая, IV — каолинит-гипсовитовая).

Усл. обозначения см. на рис. 10

Монтмориллонит - гидрохлорит - каолинитовая зона с железисто-кремнистыми и карбонатными образованиями представлена зеленовато-серой глинистой массой; в средней ее части располагается натечный кальцит в виде округлых стяжений размером 5—25 мм. Здесь же имеются железисто-кремнистые, стяжения, состоящие из сильно пористого гематита и лимонита с тонкими пленками (1—5 мм) халцедона. Последний развивается по стенкам и в пустотах выщелоченной породы. Окремнение частично охватывает и окружающую массу глины. Породы этой зоны представлены монтмориллонитом, гидрохлоритом и каолинитом с примесью гидрослюд, галлуазита, гидроокислов железа и других минералов. Каолинит развит не только по полевым шпатам, но и по гидрохлориту. Окислы железа окрашивают продукты выветривания в желтые или бурые тона. Вверх по разрезу содержание каолинита и гидроокислов железа увеличивается, а монтмориллонита и гидрохлорита — уменьшается. Мощность зоны 20—60 м.

В зоне каолинит-гидрогематитовых малиновых, бурых и вишневых глин основная масса исходных минералов каолинизирована. Реликтовые структуры исходных пород улавливаются с трудом. Лишь зерна титановых минералов мало изменены и затронуты лейкоксенизацией только по периферии. Мощность зоны 10—40 м.

В каолинит-гипсовитовой зоне первичная структура траппов почти не сохранилась. Здесь, в породе буро-красная глинистая масса содержит участки изоквадрупреломляющего тонкоагрегатного вещества. Термическими и рентгеноструктурными анализами в глинистой фракции устанавливаются гидрогематит, каолинит и гипсовит. Среди минералов легкой фракции корродированный кварц, в тяжелой фракции — ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз.

При рассмотрении геохимической диаграммы (см. рис. 11) видно, что щелочные земли быстро исчезают в продуктах выветривания, снизу вверх по разрезу в два раза увеличивается содержание окислов титана, закисное железо почти полностью

переходит в окисное, более чем в два раза увеличивается содержание глинозема. Поведение кремнезема в профиле выветривания более сложное: в исходной породе его 45,41%, затем количество его снижается вверх по разрезу до 28,28%, однако в самой верхней зоне оно повышается до 36,70%. В этом же интервале содержание железа резко сокращается, в связи с чем можно предположить, что в данном случае проявился процесс ресилификации, который обычно проходит в кислых условиях с приносом кремнезема и выносом железа.

Приенисейский район. Продукты выветривания в Абакумовском проявлении (см. рис. 9, проявл. 6) развиты по аргиллитам чуньской свиты раннего ордовика и по долеритам. В последнем случае четко выделяются зоны: дезинтеграции, зеленоватых структурных глин, пестроцветных, бесструктурных глин.

Долериты в зоне дезинтеграции разбиты многочисленными трещинами, по которым развиты гидроокислы железа, иногда карбонаты. Первичные минералы в значительной степени изменены: по оливину развиваются серпентин и иддингсит, по пироксенам — хлорит и гётит, по плагиоклазам — гидрослюды, монтмориллонит. Местами зоны измененных пород по трещинам расширяются, оставляя между собой своеобразные «валуны» исходного долерита со скорлуповатой отдельностью. В вышележащей зоне зеленоватых глин четко видна реликтовая структура долеритов. По плагиоклазам развиты бейделлит и монтмориллонит. Темноцветные минералы замещаются нонтронитом, хлоритом и гидроокислами железа. Ильменит в значительной степени лейкоксенизирован. В трещинах и пустотах видны мелкие каплевидные образования опала. Еще выше располагается зона пестроцветных каолинистых глин, в верхней части которой структура исходных пород исчезает. Породы сложены каолинитом, гидроокислами железа; отмечаются также бейделлит, иногда монтмориллонит.

Кора выветривания, развитая по аргиллитам раннего ордовика, подразделяется на зоны дезинтеграции и гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин. В зоне дезинтеграции между обломками аргиллитов развита глина, темно-коричневая пятнистая. Аналогичного облика и сами исходные породы — аргиллиты. Выше залегают структурные глины шоколадного цвета, переходящие вверх по разрезу в ярко-красные глины.

Судя по данным термического анализа, исходные породы (аргиллиты) практически нацело сложены гидрослюдой. Выше по разрезу четко диагностируются монтмориллонит и гидрослюда. По всей вероятности, глубоких химических преобразований в описываемой коре не произошло, поскольку химическим анализом устанавливается очень слабое изменение в составе пород коры выветривания относительно субстрата. Несколько уменьшилась лишь сумма щелочных земель и щелочей (с 14,47 до 11,09%) и очень незначительно увеличилось содержание глино-

зема (с 16,14 до 19,11%). Красные глины верхней зоны коры выветривания перекрыты суглинками, содержащими угловатые, плоские обломки бобовых бокситов.

В 1961 г. А. П. Шевцовым выявлена латеритная кора выветривания на долеритах (см. рис. 9, проявл. 7), к которой приуро-

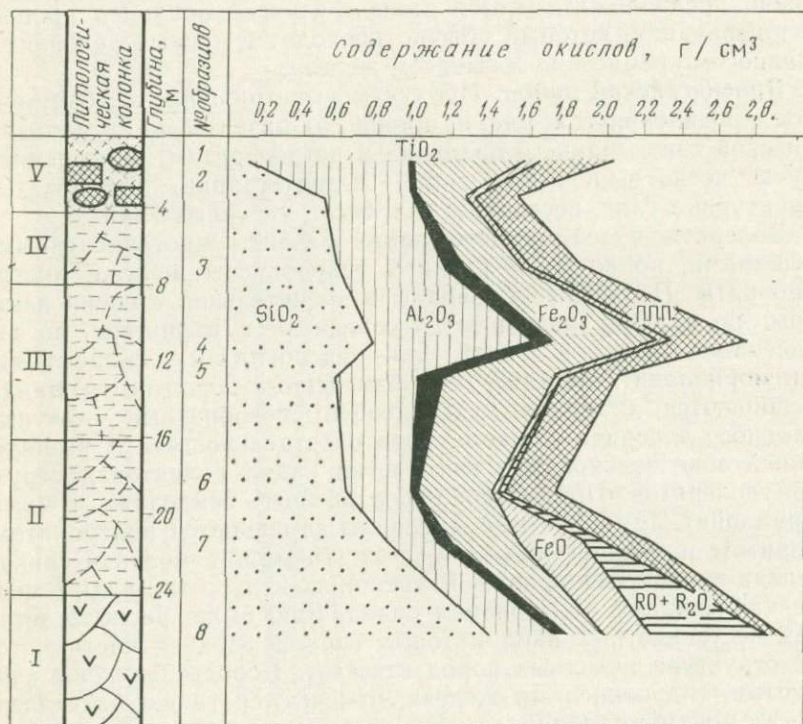


Рис. 12. Литолого-геохимическая характеристика коры выветривания Сухолебяжинского проявления.

I—V — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — монтмориллонитовая, III — каолинитовая, IV — гипсбит-каолинитовая, V — гипсбитовая).

Усл. обозначения см. на рис. 10

чены бокситы [165]. Проявление расположено на плоском водоразделе р. Сухой Лебяжьей и рч. Горелого, имеющем абсолютные отметки 260—280 м. Профиль коры выветривания (рис. 12) состоит из пяти зон, выделяемых снизу вверх (минералогия коры выветривания приводится по данным описания шлифов, сделанных нами, и результатов рентгеноструктурного анализа, проведенного М. Ф. Соколовой в 1973 г.).

Зона дезинтеграции (до 10 м) представлена трещиноватыми слегка глинизированными оливинowymi долеритами. В трещинах глина со структурой долерита. Долериты сложены плагиоклазом типа лабрадора (55%), пироксеном (33%), оливином (7,2%), магнетитом (1%), биотитом (2%),

роговой обманкой (2,8%). Из вторичных минералов присутствуют иддингсит (по оливину), окислы железа и хлорит, развитые по темноцветным компонентам и проникающие по трещинам в полевые шпаты. Структура породы пойкилофитовая, офитовая. В интрузии долеритов встречаются участки, отвечающие по составу диоритам. Диориты обычно сложены плагиоклазами олигоклаз — андезинового ряда, авгитом и единичными зернами магнетита. Кроме того, на отдельных участках отмечаются ксеноморфные монтмориллонитовые сростки кварца и полевого шпата, полевошпатовая основа которых в некоторых случаях уже полностью замещена вторичным минералом. Структура породы призматически-зернистая. Между глыбами долеритов располагается глинистое вещество желтовато-зеленого и серовато-зеленого цвета, полностью сохраняющее структуру долерита. Мощность глин, выполняющих промежутки между глыбами и «валунами» долеритов, порой достигает 0,5—1,2 м. Переход между глинами со структурой долеритов и исходными породами резкий: очень крепкий свежий долерит, четко отличается от выветрелого долерита, представляющего собой дресву (0,1—0,2 м); дресва в свою очередь сменяется глиной.

При изучении дресвы долеритов установлено следующее преобразование главнейших минералов исходных пород. Зерна оливина замещены желтовато-зеленым монтмориллонитом и окислами железа. По пироксенам и особенно по трещинам, пересекающим кристаллы, кроме монтмориллонита, развивается хлорит. Монтмориллонит волокнистый, причем волокна обычно располагаются перпендикулярно поверхности трещин. Кроме того, по пироксенам развиваются уралит, окислы железа и гидроокислы. Уралитизация часто наблюдается лишь по краю зерен, но иногда можно видеть и полную псевдоморфозу уралита по пироксену. Плагиоклазы в породе обычно замещены тонкочешуйчатым монтмориллонитом. По трещинам спайности и двойниковым швам развиваются хлорит и гидроокислы железа. На отдельных участках отмечаются бесформенные агрегаты монтмориллонита. Зерна рудных минералов в этой зоне не несут следов изменений.

Монтмориллонитовая зона (8 м) представлена желтовато-зелеными и желтовато-бурыми глинами, переходящими в верхней части в более светлые разновидности. В породе отчетливо видна структура долеритов. Макроскопически она мало чем отличается от глины нижней зоны. Под микроскопом в породе видны участки пойкилофитовой и долеритовой структур, а также участки с ориентированной (слоистой) текстурой, обусловленной уплотнением породы. Помимо вторичных минералов, описанных в нижней зоне, здесь появляется целый комплекс новых минералов. Так, по полевым шпатам и частично по темноцветным минералам нередко развит каолинит. Кроме того, встречаются агрегаты гидробиотита и в редких случаях кристаллики гиббсита.

Каолинитовая зона (8 м) представлена желтовато-бурыми, вверху более светлыми глинами каолинитового состава с гидроокислами железа и гематитом. Участками глина становится почти белой и тогда сложена гиббситом. В нижних горизонтах установлено присутствие талька. Порода представлена беспорядочным скоплением железистых и глинистых агрегатов, но иногда в ней встречаются участки с реликтовой пойкилофитовой структурой: в крупных ожелезненных кристаллах уралитизированных пироксенов видны следы идиоморфных плагиоклазов. Иногда, чаще всего в верхней части зоны, можно наблюдать участки с типичной долеритовой структурой, где между идиоморфными кристаллами плагиоклазов, замещенных каолинитом (частично гиббситом), располагаются ксеноморфные темноцветные минералы, замещенные гидробиотитом. Нередко в породе отмечаются либо скелетные псевдоморфозы глинистых минералов по плагиоклазам, либо пойкилофитовые вроски оливина в пироксене (оливин полностью замещен окислами железа, пироксен — гидробиотитом).

Гиббсит-каолинитовая зона (3,7 м) сложена пестроцветными глинами (белые пятна чередуются с красными) с реликтовой структурой долеритов, которая четко видна лишь под микроскопом. На отдельных участках в глине обнаруживается бобовая структура. По сравнению с каолинитовой зоной здесь отмечаются повышенные содержания гиббсита, окисных и гидроокисных форм железа. Характерным является частичное окисление магнетита. В тех участках, где отмечается бобовая структура, в породе преобладают гиббсит и окислы железа.

Красноцветная глина представляет собой железисто-глинистую массу пелитовой размерности, содержащую крупные (0,1—0,3 мм) псевдоморфозы гиббсита по идиоморфным кристаллам плагиоклазов и окислы железа, развитые по оливину и пироксену. В породе отмечаются многочисленные бесформенные зерна черных рудных минералов, а также зерна этих минералов, имеющих прямолинейные очертания и входящие углы. Последние являются результатами соприкосновения в долеритах рудных минералов с идиоморфными кристаллами плагиоклазов. Имеются в породе и железистые бобовины с многочисленными трещинами, вдоль которых довольно часто наблюдается перемещение одних частей породы относительно других. Количество бобовин в породе возрастает вверх по разрезу, что создает картину постепенного перехода от этой зоны к следующей.

Гиббситовая зона (4,3 м) латеритной коры выветривания представлена бобовыми бокситами, залегающими в виде «валунов» среди сплошного горизонта. Пространство между «валунами» обычно выполнено бокситовой глиной. «Валуны» представляют собой округлые образования около 20—30 см в диаметре.

Почти аналогичные образования были описаны Э. В. Вольфендом [38] в латеритном месторождении бокситов Саравака (Северное Борнео). Отличие заключается лишь в том, что бокситовые «валуны» Саравака еще сохраняют в своем ядре неизменные андезиты, как следствие незавершенности процесса бокситизации.

Возникновение глыб и «валунов» Ж. П. Лажуани и М. Бонифа объясняют следующим образом: «Неизменный долерит при приближении к измененным породам сечется трещинами, которые обычно зацементированы зеленовато-белыми минералами кальция и магния. Затем появляется зона более широких трещин, которая переходит в зону отдельных глыб, сначала крупных и угловатых, затем размеры глыб постепенно уменьшаются, а форма их становится округлой, так как от них отслаиваются плоские концентрические чешуйки» [110, с. 236].

Под микроскопом каменистые бокситы представляют собой скопление различных по составу и структуре бобовин размером 0,05—0,8 мм. Это либо чистые железистые непрозрачные округлые бобовины, разбитые многочисленными радиальными трещинами, либо овальной формы прозрачные и полупрозрачные образования, обычно имеющие четкую реликтовую структуру долеритов. В промежутках между бобовинами отмечаются окислы железа и гиббсит, чаще всего обладающие колломорфной структурой, но иногда и реликтовой структурой долеритов. Между бобовинами также располагаются зерна черных рудных минералов и псевдоморфозы окислов железа по темноцветным

минералам исходных пород. Кроме того, встречаются обломки бокситов с реликтовой структурой долеритов.

Преобладающие минералы в породах гиббситовой зоны — гиббсит и окислы железа. В бокситах между бобовинами нередко наблюдаются крупнокристаллические агрегаты минерала, который, как установлено рентгеноструктурным анализом, является нордстрандитом [185]. Обладая тем же химическим составом, что и гиббсит, нордстрандит отличается от него по строению кристаллической решетки. Если у гиббсита базальный рефлекс равен 4,83 Å, то у нордстрандита он равен 4,79 Å. Отличить нордстрандит от гиббсита можно также и по углу погасания, который у первого равен 34°, а у второго 21°.

Образование нордстрандита, как установлено, происходит в щелочной обстановке [231]. Исходя же из того, что в бокситах Сухой Лебяжьей и Нижнеподсопочного проявлений (см. ниже) нордстрандит является минералом более поздней, чем гиббсит, генерации, следует предположить, что щелочная среда в бокситах возникла после их образования. Прямым указанием на это является наличие аутигенного кальцита в бокситах Сухой Лебяжьей, и непосредственно в самих агрегатах нордстрандита, а также в трещинах, секущих породу в каолинит-монтмориллонитовой зоне. В этой зоне кальцит иногда замещает целые участки глинистой породы. О более поздней генерации нордстрандита свидетельствует то, что его крупные сноповидные кристаллы секут агрегаты и части кристаллов гиббсита. Присутствуют в описываемой зоне также каолинит и магнетит. Изредка в боксите, как и в подстилающих глинах (средняя зона), можно наблюдать реликты микропегматита, в которых полевошпатовая часть замещена либо гиббситом, либо слегка ожелезненным кальцитом. Сохранившиеся практически без изменения зерна кварца имеют обычно единую оптическую ориентировку.

По данным рентгеноструктурного анализа, в коре выветривания присутствует тальк. Причем если в разрезе скв. 11 (см. рис. 12) он встречен лишь в каолинитовой зоне, то в скв. 32 — установлен во всех зонах, в том числе и в самих бокситах. По мнению М. Ф. Соколовой, тальк в данном случае не является минералом коры выветривания, поскольку рефлексы его узкие и симметричные, тогда как у гипергенного талька наложение слоев неупорядоченное. Следовательно, он может быть либо постмагматическим, либо минералом исходной породы. Однако в долеритах Сухолебяжинской интрузии тальк отсутствует, а следы постмагматической деятельности до сих пор никем не установлены. По-видимому, тальк с упорядоченной структурой все же может формироваться в гипергенных условиях, тем более что в разрезе скв. 11 его нет в монтмориллонитовой зоне, а в вышележащей каолинитовой зоне он присутствует.

Нам представляется, что формирование бокситов в коре выветривания проходило с образованием гиббсита непосредствен-

но по минералам исходных пород. Такой ход процесса бокситообразования в настоящее время признается многими исследователями для тропических областей [190, 230 и др.]. При этом долериты в зоне выветривания вначале прошли стадию дезинтеграции, превратившись благодаря своим текстурным особенностям в глыбы и «валуны». Если предположить, что дальнейшее преобразование шло через стадию каолинизации, то, вероятнее всего, мы не смогли бы наблюдать «валуны» каменистых бокситов, которые в изобилии имеются в рудном горизонте (верхняя зона). Подтверждением тому являются породы средних зон латеритного профиля, представленные главным образом глинами и совершенно не имеющие «валунных» образований, и это несмотря на то, что ниже расположена зона дезинтеграции, почти нацело сложенная глыбами и «валунами» исходных пород. Объясняется это, по-видимому, тем что процессы каолинизации проходят с увеличением объема исходной породы, а следовательно, с нарушением первичного строения. В пользу этого предположения свидетельствуют и материалы, приведенные в работе Ж. П. Лажуани и М. Бонифа [110], которые указывают на почти полное исчезновение реликтовых структур долеритов в горизонте каолиновых глин. Аналогичное явление отмечается в описанном нами профиле — в нижней части каолиновой зоны реликтовая структура долерита почти полностью отсутствует. Лишь под микроскопом в шлифах встречаются отдельные участки с реликтовой структурой долеритов.

Таким образом, процесс образования бокситоносной коры выветривания проходил в условиях, когда циркуляция атмосферных вод в пределах верхней части профиля осуществлялась свободно и вынос щелочей, щелочных земель и кремнезема проходил интенсивно. Ниже по профилю, на уровне грунтовых вод дренаж был затруднен, в результате чего здесь формировались глинистые продукты в виде каолинита.

С резким размывом на бокситоносные отложения налегают красноцветные, а затем и зеленоватые глины с типичной обломочной структурой. Преобладающим минералом зеленоцветных глин является каолинит, присутствующий в смеси с гиббситом, монтмориллонитом и окислами железа. Снизу вверх количество монтмориллонита увеличивается. Рудные минералы обычно совсем не изменены. В качестве обломков присутствуют бокситы, кремни, железистые песчаники, кварцевые зерна, сидерит (?), свежие траппы, полевые шпаты, мусковит. Количество обломочного материала увеличивается книзу. Граница с бокситовой зоной довольно резкая, в то время как границы зон коры выветривания обычно расплывчатые. Породы, залегающие выше бокситовой зоны, являются делювиальными образованиями, содержащими продукты переотложения латеритной коры выветривания и обломки различных пород, развитых на окружающей территории.

Венчается разрез четвертичными озерно-болотными зелено-вато-серыми глинами, имеющими обломочную структуру. В качестве обломков в глинах присутствуют известняки, долериты, бокситы, кварц, кремни и др. Глины состоят из монтмориллонита и в меньшей степени из хлорита. Под микроскопом в них наблюдаются зерна кварца, свежих плагиоклазов, железистых карбонатов и бокситов.

Наличие обломков бокситов в этих глинах позволяет предполагать, что в четвертичный период на дневную поверхность выходили породы верхней зоны латеритной коры выветривания.

Химический состав пород скв. 11 приведен в табл. 26 и отображен на диаграмме (см. рис. 12). Уже на первой стадии (глубина 24 м) отмечается резкое сокращение содержания закисного железа, щелочных земель, щелочей и кремнезема, вверх по разрезу увеличивается относительное содержание Al_2O_3 , возрастают потери при прокаливании. Максимальное их значение соответствует рудному горизонту.

Кора выветривания и венчающие ее бокситы Сухолебяжинского проявления располагаются на вершине и привершинной части склона положительной формы древнего рельефа, сложенной долеритами и представляющей собой наклоненную к югу водораздельную поверхность (рис. 13). Залежи бокситов как бы проектируются на кору выветривания, составляя по площади лишь ее часть, и нигде не выходя за ее контуры.

Состав продуктов коры выветривания вниз по склону резко меняется при переходе с траппов на кварцевые песчаники байкитской свиты (рис. 14, скв. 16а). Здесь она венчается продуктами выветривания, которые внешне мало отличаются от продуктов выветривания над долеритами. Это красновато-бурые тонкодисперсные железистые породы с бобовинами. Однако петрографическое изучение продуктов выветривания байкитских песчаников показало, что основными компонентами в них являются глинистые минералы, заместившие значительную часть обломочного материала и цемента, а также корродированные зерна кварца и тонкодисперсные окислы железа. В продуктах выветривания хорошо видна реликтовая псаммитовая структура и, что очень характерно, совершенно отсутствуют реликты долеритовой структуры, которые широко развиты в продуктах выветривания траппов. Еще ниже по склону (см. рис. 14, скв. 25) вскрыты дресвяно-глинистые продукты выветривания со структурой долерита.

Таким образом, сверху вниз по склону состав пород коры выветривания меняется в зависимости от изменения состава субстрата, из чего можно заключить, что кора выветривания залегает *in situ*, фиксируя поверхность склона древнего рельефа. Аналогичная картина отмечается и для рудного тела бокситов, которое приурочено исключительно к полю развития

Химический состав пород латеритной коры выветривания Сухолебяжинского рудопоявления
(в числителе — вес. %, в знаменателе — г/см³)

№ обр.	Объем. вес. г/см ³	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	SiO ₂
C-11-1	2,5	$\frac{1,15}{0,03}$	$\frac{14,74}{0,36}$	$\frac{4,69}{0,1}$	$\frac{1,50}{0,04}$	$\frac{0,04}{0,001}$	$\frac{1,23}{0,03}$	$\frac{1,90}{0,047}$	$\frac{0,87}{0,022}$	$\frac{2,4}{0,06}$	$\frac{8,81}{0,22}$	$\frac{62,10}{1,552}$
C-11-3	2,10	$\frac{1,25}{0,006}$	$\frac{40,51}{0,851}$	$\frac{29,79}{0,626}$	$\frac{1,96}{0,041}$	$\frac{0,03}{0,001}$	$\frac{0,04}{0,001}$	$\frac{0,28}{0,006}$	—	—	$\frac{19,6}{0,411}$	$\frac{6,09}{0,13}$
C-11-4	1,56	$\frac{2,00}{0,03}$	$\frac{29,97}{0,47}$	$\frac{18,26}{0,27}$	$\frac{0,89}{0,014}$	$\frac{0,05}{0,001}$	$\frac{0,17}{0,003}$	$\frac{0,24}{0,004}$	—	—	$\frac{14,35}{0,224}$	$\frac{33,67}{0,52}$
C-11-5	0,89	$\frac{2,55}{0,02}$	$\frac{32,89}{0,292}$	$\frac{17,77}{0,158}$	$\frac{1,07}{0,009}$	$\frac{0,07}{0,001}$	$\frac{0,04}{0,001}$	$\frac{0,34}{0,003}$	$\frac{0,03}{0,001}$	—	$\frac{15,89}{0,141}$	$\frac{28,85}{0,256}$
C-11-6	1,92	$\frac{6,40}{0,123}$	$\frac{28,29}{0,543}$	$\frac{17,38}{0,334}$	$\frac{1,86}{0,036}$	$\frac{0,14}{0,003}$	$\frac{0,07}{0,001}$	$\frac{0,32}{0,006}$	—	—	$\frac{14,28}{0,274}$	$\frac{30,69}{0,589}$
C-11-7	2,81	$\frac{3,40}{0,095}$	$\frac{30,18}{0,85}$	$\frac{21,89}{0,615}$	$\frac{1,29}{0,036}$	$\frac{0,23}{0,006}$	$\frac{0,04}{0,001}$	$\frac{0,38}{0,01}$	—	—	$\frac{14,39}{0,404}$	$\frac{27,97}{0,786}$
C-11-8	2,12	$\frac{1,82}{0,04}$	$\frac{24,58}{0,521}$	$\frac{29,30}{0,62}$	$\frac{1,14}{0,02}$	$\frac{0,17}{0,004}$	$\frac{0,04}{0,001}$	$\frac{0,42}{0,009}$	$\frac{0,03}{0,001}$	—	$\frac{14,92}{0,316}$	$\frac{26,86}{0,57}$
C-11-9	1,8	$\frac{2,25}{0,04}$	$\frac{19,08}{0,343}$	$\frac{22,78}{0,40}$	$\frac{1,29}{0,02}$	$\frac{0,11}{0,002}$	$\frac{0,86}{0,015}$	$\frac{1,76}{0,03}$	$\frac{0,03}{0,001}$	$\frac{0,18}{0,003}$	$\frac{16,22}{0,292}$	$\frac{34,83}{0,63}$
C-11-10	1,9	$\frac{3,0}{0,057}$	$\frac{14,29}{0,271}$	$\frac{19,50}{0,37}$	$\frac{1,57}{0,02}$	$\frac{0,13}{0,002}$	$\frac{1,02}{0,02}$	$\frac{1,70}{0,03}$	$\frac{0,21}{0,003}$	$\frac{2,65}{0,05}$	$\frac{11,41}{0,217}$	$\frac{44,21}{0,84}$
C-11-11	3,01	$\frac{1,40}{0,04}$	$\frac{13,75}{0,414}$	$\frac{4,13}{0,124}$	$\frac{9,68}{0,291}$	$\frac{0,21}{0,006}$	$\frac{10,36}{0,312}$	$\frac{8,87}{0,267}$	$\frac{1,81}{0,05}$	$\frac{0,37}{0,01}$	$\frac{2,10}{0,06}$	$\frac{46,97}{1,414}$

траптов, а над песчаниками оно сменяется продуктами выветривания самих песчаников, не являющимися рудой.

Бобовые бокситы Сухолебяжинского рудопроявления постоянно содержат в том или ином количестве включения струк-

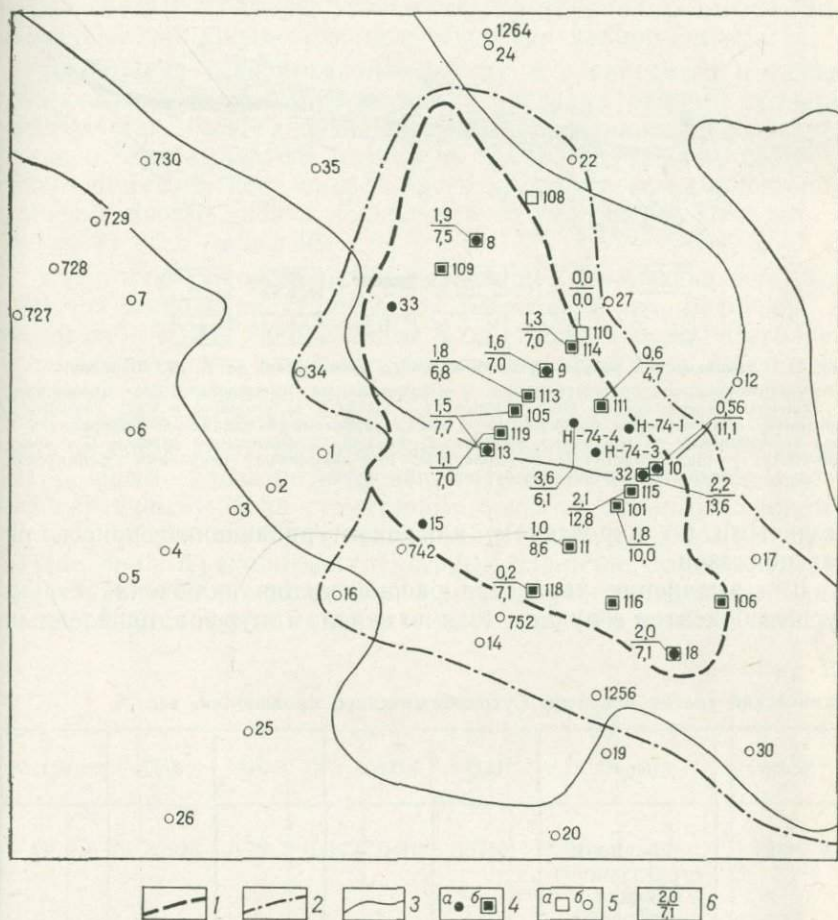


Рис. 13. Схема распределения обломков структурных бокситов в Сухолебяжинском проявлении.

1 — контур рудного тела; 2 — контур распространения латеритной коры выветривания; 3 — изогипсы палеорельефа; 4 — скважины (а) и шурфы (б) вскрывшие бокситы; 5 — шурфы (а) и скважины (б), не вскрывшие бокситы; 6 — характеристика структурных бокситов (в числителе — коэффициент встречаемости обломков, в знаменателе — средний размер обломков, мм)

турных бокситов. Средние размеры их колеблются от 40 до 130 мм, а форма самая разнообразная: от угловатой с неровными, корродированными краями до округлой с четкими контурами. Качество структурных бокситов довольно высокое (табл. 27, обр. Р-74-94): кремневый модуль достигает 14 и, что

очень характерно для структурных бокситов юго-запада Сибирской платформы, содержание железа в них сравнительно низкое. Сложены они мелкокристаллическим гиббситом, заместившим кристаллы плагиоклазов, а также гётитом и гидрогётитом,

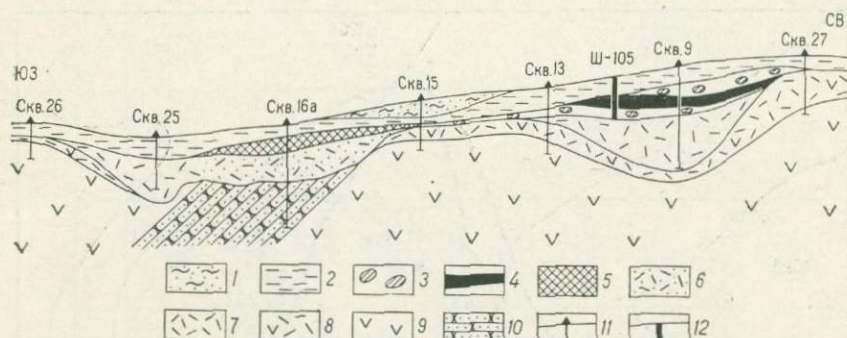


Рис. 14. Схематический разрез Сухолебяжинского проявления, по А. П. Шевцову.

1 — четвертичные покровные суглинки; 2 — четвертичные озерно-болотные отложения; 3 — бокситы, залегающие в виде валунов; 4 — бокситы, залегающие в виде сплошного горизонта; 5 — глинистые бокситы, содержащие терригенный кварцевый материал; 6 — кора выветривания на осадочных породах; 7 — 8 — кора выветривания траппов (7 — красноцветная, 8 — зеленоцветная); 9 — долериты; 10 — кварцевые песчаники байкитской свиты; 11 — скважины колонкового бурения; 12 — шурфы

развитыми по пироксенам, или оконтуривающими кристаллы плагиоклазов.

Для выяснения характера распределения включений структурных бокситов в рудном теле по отвалам шурфов, пройденных

Химический состав бокситов Сухолебяжинского проявления, вес. %

№ обр.	Порода	H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂
P-74-94	Фрагмент структурного боксита в бобовом	0,73	28,74	3,16	48,8	0,97
K-74-132	Бобовый боксит	1,59	18,04	4,29	36,03	2,77
K-74-159	То же	2,14	18,13	5,01	40,55	1,81

в пределах разведанного участка, были отобраны штучные пробы всех встреченных разновидностей бокситов (иногда в отвале одного шурфа насчитывалось до четырех разновидностей бокситов, отличающихся друг от друга макроскопически). Затем в штучах выбирались максимальные по размерам площадки, в

пределах которых замерялись фрагменты структурных бокситов по их длинной оси. При делении суммарной длины включений на величину площадки получался коэффициент встречаемости их для данного участка рудного тела. Значения коэффициента встречаемости вынесены на план (см. рис. 13), где показаны также средние размеры включений структурных бокситов, вычисленные как среднеарифметическое для данного шурфа.

Какой-либо четкой закономерности в распределении значений коэффициента встречаемости в пределах рудного тела не наблюдается. Можно лишь в порядке предварительного замечания отметить, что его максимум (3,6 в скв. Н-74-4) соответствует примерно центральной части залежи, а по ее периферии значения коэффициента колеблются от 0,2 (шурф 118) до 1,9 (шурф 8) и 2,0 (шурф 18).

Отсутствие закономерного увеличения (или уменьшения) количества включений структурных бокситов и их размеров в каком-либо одном направлении в пределах залежи позволяет предположить, что эти включения не представляют собой терригенный материал, принесенный с окружающих возвышенностей, а являются реликтами зоны конечного гидролиза первичного профиля коры выветривания в понимании Ф. В. Чухрова [217]. Иными словами, в пределах Сухолебяжнинского проявления первичными были структурные бокситы, которые в результате вторичных преобразований превратились в бобовые, содержащие лишь фрагменты структурных. Наличие псевдообломочных структур в бокситах объясняется двумя причинами. Одна из них кроется в самом процессе выветривания, который на всех

Таблица 27

FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	Σ
0,87	16,74	0,28	0,04	0,14	0,10	0,01	0,01	Сл.	100,57
2,24	33,55	0,36	0,04	0,35	0,46	0,03	0,01	Н. о.	99,76
1,44	28,83	0,51	0,04	0,42	1,02	0,01	0,01	0,03	99,95

своих стадиях ведет к уничтожению структур исходных пород и появлению обломочных структур [164], а вторая заключается в том, что поверхность залежи несомненно была неровной и, как следствие, рудный материал перемещался, заполняя отрицательные формы рельефа, т. е. становился осадком.

Изучение многочисленных шлифов бобовых бокситов, содержащих включения структурных разностей, показало, что процесс преобразования последних шел главным образом по пути замещения кристаллического гиббсит-гётитового вещества алюмо-железистым телом. И если в структурных бокситах кристаллический гиббсит замещает кристаллы плагиоклазов, реже пироксенов, а гётит развит по пироксенам, то в бобовых — ферриалюмогель, как правило, дает колломорфные структуры. Замещение ферриалюмогелем проходило в первую очередь по трещинам. В шлифах можно наблюдать края включений структурных бокситов, разбитые многочисленными трещинами, и проникающие по ним алюможелезистые гели. Аморфизация кристаллического гиббсита происходит в узкой зоне лишь в непосредственной близости от трещины. При этом полностью исчезает реликтовая структура долерита, четко видимая в самом структурном боксите. От него остаются лишь псевдоморфозы гётита по пироксенам, которые, как правило, обволакиваются гидроокислами железа и становятся структурно-колломорфными бобовинами. В отдельных шлифах можно было наблюдать проникновение ферриалюмогеля внутрь структурных бокситов и формирование при этом бобовой структуры.

Таким образом, процесс преобразования структурных бокситов в бобовые или, по формулировке Ф. В. Чухрова [217, с. 6], переход первичных профилей во вторичные, заключается в уничтожении реликтовых структур исходных пород и переходе гиббсита и гётита из кристаллического состояния в аморфное. Исходя из этого данный процесс мы предлагаем именовать процессом аморфизации.

Сравнивая химический состав структурного боксита (см. табл. 27, Р-74-94) с составом бобовых бокситов (там же обр. К-74-132, К-74-159) Сухолебяжинского месторождения, не трудно заметить, что в процессе аморфизации соотношение рудобразующих компонентов значительно меняется в сторону увеличения содержания окислов железа и кремнезема и уменьшения глинозема. Такое преобразование возможно в окислительных условиях при низких значениях рН (4,5), когда окислы железа еще практически неподвижны или мало подвижны, так же как и кремнезем, а глинозем переходит в раствор и частично выносится из профиля выветривания. Следовательно, в процессе аморфизации осуществляется не только переход кристаллической фазы полуторных окислов алюминия и железа в аморфную, но и деградация бокситов в результате частичного выноса глинозема и относительного обогащения их железом и кремнеземом. Масштабы проявления процесса аморфизации огромны. Как правило, все известные на земном шаре месторождения структурных бокситов венчаются бобовыми бокситами, в то же время бобовые бокситы нередко целиком слагают в профилях выветривания зону конечного гидролиза. Это свиде-

тельствует о том, что процесс аморфизации может проявляться в различной мере, вплоть до полной переработки продуктов выветривания, обладающих реликтивными структурами исходных пород.

По всей вероятности, глубина проявления этого процесса зависит от того, насколько долго и интенсивно структурные бокситы подвергаются воздействию кислых растворов. Прерваться же процесс аморфизации может на любой стадии — как только залежь бокситов будет погребена под перекрывающими осадками.

В 1968 г. в глыбах гематитовых руд (железистая кираса коры выветривания) описываемого проявления были найдены отпечатки листовой флоры, которые по мнению И. В. Васильева (ВСЕГЕИ), позволяют допустить, что вмещающие отложения имеют возраст не моложе раннего мела. В пределах описываемого региона установлены две эпохи бокситообразования: апт-альбская и палеогеновая. Все это позволяет отнести формирование Сухолебяжинского проявления к апт-альбской эпохе [138].

В настоящее время существует не одна точка зрения относительно генезиса бокситового горизонта, венчающего латеритную кору выветривания на Сухолебяжинском месторождении. Так, Е. И. Пельтек [150] относит этот горизонт к осадочным образованиям, полагая, что материал для него испытал незначительное перемещение. Б. В. Назаров и В. Ф. Филатов [138] полагают, что на латеритной коре выветривания накопились осадки, в состав которых входили и обломки структурных бокситов, а затем эти осадки латеритизировались с образованием горизонта бокситов.

В свое время мы предполагали, что рудное тело Сухолебяжинского проявления представляет собой элювиальное образование, венчающее кору выветривания по долеритам [165]. Однако Б. В. Назаров и В. Ф. Филатов, обнаружив в шурфе 113 гётитизированные растительные остатки в нижней части рудного тела, вполне логично заключили, что сформировалось оно при латеритизации делювиального материала, снесенного с прилегающей с востока высоты. Но, во-первых, признаки обломочного строения в бобовых каменистых бокситах полностью исчезают при движении в сторону предполагаемого источника его (скв. 11); а во-вторых, результаты изучения бокситов некоторых зарубежных месторождений свидетельствуют о том, что в пределах латеритных покровов, в пониженных частях рельефа непременно должны накапливаться продукты разрушения этих покровов, создавая тем самым картину чередования (в плане) бокситов с обломочной структурой и без нее. В последнем случае — бобовых.

Мы считаем, что рудное тело Сухолебяжинского проявления является образованием сложным, где участки элювия череду-

ются с участками близкого переотложения продуктов бокситоносной коры выветривания. Последние перемещались лишь в пределах рудного тела, после чего подвергались вторичной латеритизации. В пользу этого вывода свидетельствует следующее:

а) рудное тело венчает зонально построенную латеритную кору выветривания;

б) в составе рудного тела отсутствует невыветрелый или слабо выветрелый материал;

в) состав и структура коры выветривания и рудного горизонта резко меняется с переходом вниз по склону на песчаники ордовика — здесь в продуктах коры выветривания повсеместно развит терригенный кварц, а вместо горизонта бокситов — железистый горизонт с большим количеством терригенного кварца (см. рис. 14);

г) залежь бокситов, как и венчаемая ею кора выветривания, располагается на вершине древней положительной формы рельефа, куда привнос обломочного материала с отдаленных участков практически был невозможен;

д) включения структурных бокситов, в большом количестве встречаемые в бобовых каменистых рудах, не обнаруживают следов механической дифференциации, а максимальные их содержания отмечаются в центральной части залежи.

Подсопочное и Среднерыбинское проявления коры выветривания выявлены на междуречье Рыбной и Сухой Лебяжьей. Кора выветривания плащеобразно перекрывает как склоны долин, так и водоразделы. Ее мощность колеблется от 2 до 16 м. Перекрывающие осадки плиоцен-четвертичного возраста представлены обычно суглинками и глинами с обломками, галькой и валунами известняков, траппов, кварца, песчаников и т. д. Мощность этих осадков колеблется от 2 до 60 м.

Подсопочное проявление коры выветривания (см. рис. 9, проявл. 8) характеризуется скв. 70-660. На дезинтегрированных долеритах располагается зона хлорит-монтмориллонитовых структурных глин, желтовато-серых и бурых, которые содержат «валуны» свежих долеритов. Снизу вверх по разрезу количество «валунов» сокращается, а сами они уменьшаются до размеров «галек». Реликтовая структура долеритов в глинах с глубиной становится все более и более четкой. Глинистые продукты коры выветривания представлены, главным образом, мелкочешуйчатым материалом хлорит-монтмориллонитового состава. На отдельных участках в небольшом количестве отмечается мелкочешуйчатый каолинит. Почти по всему разрезу в глинистой массе, сохраняющей реликтовую структуру долеритов, помимо «валунов» и мелких «обломков» свежих долеритов, присутствуют обломки исходных минералов, слабо затронутых выветриванием, либо совершенно свежих (оливинов, пироксенов, плагиоклазов). Продукты гипергенной минерализации (гидроокислы железа,

монтмориллонит, хлорит, иллингит) лишь частично замещают породообразующие минералы исходных пород, в связи с чем последние сохраняют свои оптические свойства. Рудные минералы представлены магнетитом, замещенным иногда маггемитом; редко встречается титаномагнетит, лейкоксенизированный на некоторых участках. Структура продуктов коры выветривания обычно пелитоморфная и лишь изредка можно наблюдать субпараллельное расположение чешуек монтмориллонита. На глубине 13,60—13,65 м встречены глины с обломками гётитовой кирасы.

Судя по результатам химического анализа, глубоких преобразований в процессе формирования глинистых продуктов не произошло. Все же нужно отметить следующее: уменьшение суммы щелочей и щелочных земель (с 23,83 до 7,17%), почти полный переход железа закисного в окисное и относительное увеличение глинозема. Мощность зоны структурных глин 6,5 м.

Имеющийся материал не позволяет уверенно судить о том, произошло ли в данном случае выветривание коренных траппов или субстратом послужили курумники. Второе предположение возникло в связи с находкой обломка гётитовой породы в верхней части профиля, где еще отмечаются фрагменты свежих долеритов.

На Среднерыбинском проявлении (см. рис. 9, проявл. 9) химическому выветриванию подвергались как долериты, так и подстилающие их доломиты. Трещины в доломитах заполнены буровато-красными гидроокислами железа, черными примазками окислов марганца, а также жирными, восковидными глинистыми образованиями грязно-зеленого цвета. Вскрытая мощность 1,2 м.

Выше залегают глины зеленовато-желтые, зеленовато-бурые восковидные, с окислами марганца по трещинам и с многочисленными обломками глинизированных доломитов. Мощность глины 9 м. Заканчивается разрез буровато-красными глинами, сохраняющими структуру долеритов и содержащими в трещинах гидроокислы железа и марганца. Глины разбиты трещинами на отдельные блоки, внутри которых сохраняются участки с четкой реликтовой структурой. Иногда в этих глинах встречаются овальной формы осветленные, в значительной степени, выветрелые «обломки» долеритов. Мощность описанных глин 7,4 м. Перекрывается кора выветривания четвертичными суглинками буровато-желтого цвета с многочисленными обломками и валунами долеритов.

По данным термического анализа глины коры выветривания долеритов (9-метровая толща), представлены монтмориллонитом и каолинитом. Залегающие выше пестроцветные глины с реликтовой структурой долеритов сложены главным образом каолинитом с примесью монтмориллонита и гётита.

Нижнеподсопочное проявление коры выветривания (см. рис. 9, проявл. 10) расположено в нижнем течении р. Подсопочной. Перекрывающими осадками являются серые глины и песчано-гравийно-галечные отложения, содержащие обломки железистых бокситов и имеющие мощность от 17 до 45 м [108].

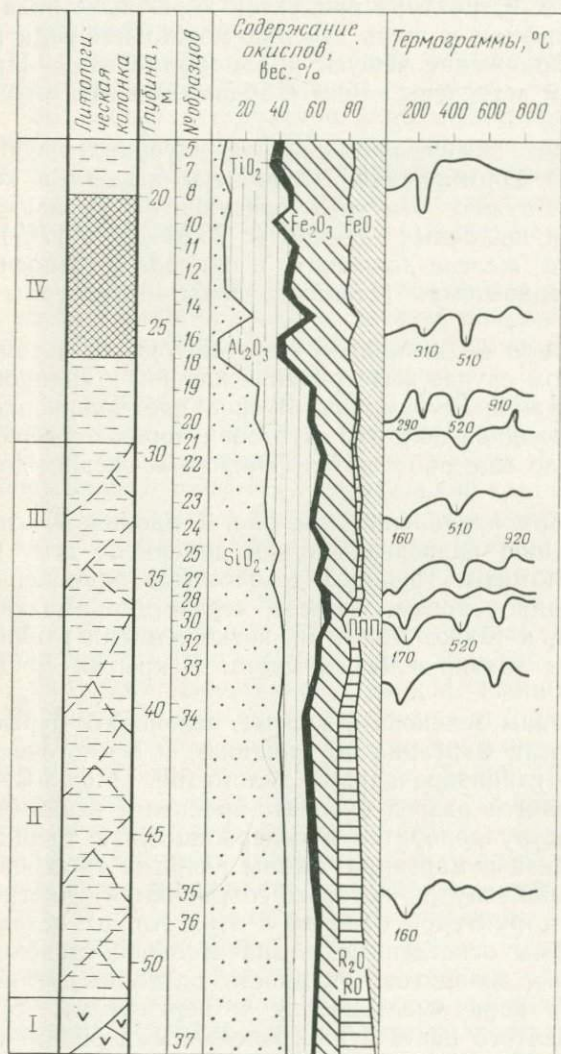


Рис. 15. Характеристика коры выветривания Нижнеподсопочного проявления.

I—IV — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — каолинит-монтмориллонитовая, III — монтмориллонит-каолинитовая, IV — каолинит-гипсовитовая). Усл. обозначения см. на рис. 10

Кора выветривания (скв. 440) развита по долеритам и четко подразделяется на зоны (рис. 15).

В зоне дезинтеграции располагаются зеленоватые плотные сильно трещиноватые оливиновые долериты, представленные плагиоклазом, пироксеном и оливином. В качестве незначительной примеси присутствуют био-

тит и магнетит. Плаггиоклазы слабо кальцитизированы, по пироксенам частично развиты гидроокислы железа, а частично — монтмориллонит. Вторичные минералы развиты обычно по трещинам. Вскрытая мощность дезинтегрированного долерита 2,8 м.

Каолинит-монтмориллонитовая зона сложена белыми, зеленовато-серыми и красно-коричневыми глинами, в составе которых преобладает мелкочешуйчатый монтмориллонит и в подчиненном количестве присутствуют каолинит и хлорит. Глинистая масса замещает как плаггиоклазы, так и темноцветные минералы. Монтмориллонит, заместивший темноцветные минералы, меняется в пределах одного агрегата от буровато-серого с низким (менее 0,020) двупреломлением до железистой разности с более высоким двупреломлением (около 0,030). Последние сильно плеохроируют. Идиоморфные (округлые) кристаллы оливина замещены, как правило, темно-буровато-зеленым железистым плеохроирующим монтмориллонитом. Иногда замещение пироксена происходит монокристаллом монтмориллонита, а пойкилитовые вроски плаггиоклазов — мелкочешуйчатым каолинитом. Нередко можно видеть, что внутренняя часть крупного идиоморфного кристалла плаггиоклаза замещена мелкочешуйчатым буровато-зеленым монтмориллонитом, в то время как по периферии кристалла и частично во внутренней его части образуется каолинит.

В виде единичных угловатых зерен встречен кварц. По всей породе разбросаны участки с реликтовой структурой долерита, которая подчеркивается разной степенью кристалличности глинистых минералов. На глубине 47 м в структурных глинах отмечаются мелкие трещины, выполненные халцедоном. По трещинам и периферии плаггиоклазов, замещенных глинистыми минералами, отмечаются бурые гидроокислы железа. На глубине около 40 м в описываемой зоне появляются ярко-красные псевдоморфозы гетита по пироксенам. Кроме того, здесь отмечается частичное замещение глинистого материала кальцитом, который выполняет и трещины в породе. Иными словами, кальцит в данном случае является аутигенным минералом самой поздней генерации.

Реликтовая структура в верхней части зоны каолинит-монтмориллонитовых глин улавливается с трудом, либо совсем не улавливается. В самой кровле зоны встречена красновато-бурая глина бобово-обломочной структуры, представленная алюмо-железистой слабополярризующей массой. В ней много обломков, в том числе с реликтовой структурой долеритов, выполненных либо аморфной массой, либо мелкочешуйчатым каолинитом. Иногда в этих обломках видны скопления призматических с простым двойникованием кристаллов, по-видимому, гиббсита. Наличие основных глинистых минералов описываемой зоны подтверждается данными термического анализа (см. термокривые на рис. 15). Рентгеноструктурным анализом установлено, что в кровле зоны монтмориллонит и каолинит находятся в равных количествах. Мощность зоны 15 м.

Монтмориллонит-каолинитовая зона представлена глинами, в составе которых преобладает каолинит и в меньших количествах присутствует монтмориллонит. Много в породе гетитовых псевдоморфоз по пироксену и оливину. Кстати, различаются они довольно просто: псевдоморфозы гетита по пироксену наследуют от него и ксепоморфизм и трещины спайности, в то время как псевдоморфозы по оливину не имеют этих трещин и обладают изометричными и, чаще, округлыми очертаниями. Так же, как и в нижней зоне, отмечаются кристаллы гидратированного и почти свежего биотита. Зерна магнетита совершенно не несут следов окисления.

В нижней части зоны встречены единичные, иногда сильно корродированные глиной зерна кварца, а также псевдоморфозы кальцита по плаггиоклазам. Кальцит развивается также по трещинам и по периферии зерен магнетита и глинистых псевдоморфоз, из чего можно заключить, что формировался он после образования коры выветривания. Реликтовая структура долеритов очень заметна, и то лишь на отдельных участках, да в случае наличия пойкилитовых вросков в зернах магнетита и ге-

тита. Каолинит присутствует как в мелкочешуйчатых, так и в радиально-лучистых агрегатах.

В средней части зоны, в глинах становится меньше гётитовых псевдоморфоз, но больше тонкодисперсных гидроокислов железа, благодаря чему структура долерита в них видна довольно четко. Такие участки несколько раз сменяются по разрезу участками, в пределах которых много гётитовых псевдоморфоз и плохо выражена реликтовая структура долеритов.

В верхней части зоны каолинит становится доминирующим, что видно и в шлифах, и на термограммах (см. рис. 15, обр. 22). Более того, рентгеноструктурным анализом здесь установлен лишь каолинит. Именно в породах этой зоны мы впервые встретили вермикулитоподобные агрегаты каолинита. Реликтовая структура долерита проявляется очень слабо, а на многих участках вместо нее появляется алевритовая структура — как результат нарушения первой. Это вполне естественный процесс, поскольку минералы, слагающие породу, очень хрупкие, а сама порода стала очень пористой, потеряв больше половины своего объемного веса, против объемного веса исходной породы — долерита (1,49 против 3,0 г/см³). Мощность зоны 6,8 м.

Каолинит-гиббситовая зона представлена продуктами конечного гидролиза: каолинитом, гиббситом и гётитом. Нижние 3,2 м слагаются каолинитовыми глинами с гиббситом (по соотношению Al_2O_3 и SiO_2 — это аллитовые глины), в средней части — бобовые каменные бокситы (6,4 м), а в верхней — глинистые бокситы (2,1 м). Во всех частях зоны присутствуют одни и те же минералы, меняется лишь их соотношение.

В аллитовых глинах основным минералом является мелкочешуйчатый каолинит, скрепляющий алюмогётитовые колломорфные и терригенно-колломорфные бобовины. В наиболее раскристаллизованной части каолинита встречаются агрегаты мелкокристаллического гиббсита (видны двойникованные призматические кристаллы).

Структура породы обломочная. Здесь видны обломки бобовин, каолинитовых агрегатов, фрагменты ожелезненной флоры и все это как бы погружено в буроватую аморфную массу. Лишь на отдельных участках в этой массе видно тонкочешуйчатое строение. Аморфная масса имеет гиббсит-каолинитовый состав, так как в глинах, расположенных выше по разрезу, из этой массы в одном случае выкристаллизовывается каолинит, в другом — гиббсит. Несколько выше по разрезу (см. рис. 15, обр. 21) кристаллы гиббсита становятся крупнее. Описанный выше минеральный состав аллитовых глин полностью подтверждается данными термического и рентгеноструктурного анализов.

Бобовые каменные бокситы внешне очень сходны с аллитовыми глинами, но в них заметно возрастает количество гидроокислов железа и, кроме того, появляются обломки структурных бокситов. Сложены каменные бокситы колломорфными и резе структурными бобовинами до 4 мм в диаметре. Колломорфные бобовины развиты многочисленными трещинами синерезиса. Эти трещины часто не наблюдаются в самых периферических концентраторах бобовин. В структурных бобовинах, являющихся офитовыми образованиями долеритов, мелкокристаллический гиббсит заместил идиоморфные плагиоклазы, по пироксену развиты гиббсит и клиачит, по оливину, как правило, гётит.

Между бобовинами располагаются в одних случаях аморфный ферриалюмогель с мелкими выкристаллизовавшимися из него агрегатами гиббсита, в других — сплошные крупнокристаллические агрегаты нордстрандита и гиббсита. Наличие этих минералов подтверждается рентгеноструктурным анализом. Кристаллы нордстрандита порой достигают 1,5 мм по длинной оси. Довольно часто его агрегаты заходят в зияющие трещины, образующиеся при отслаивании бобовин по концентрическим трещинам, либо он просто крустифицирует бобовины. Причем зияющие трещины, образующиеся вокруг бобовин в результате их усыхания, иногда остаются в породе ничем не заполненными, но иногда в них развивается нордстрандит. Примечательно, что его длинные кристал-

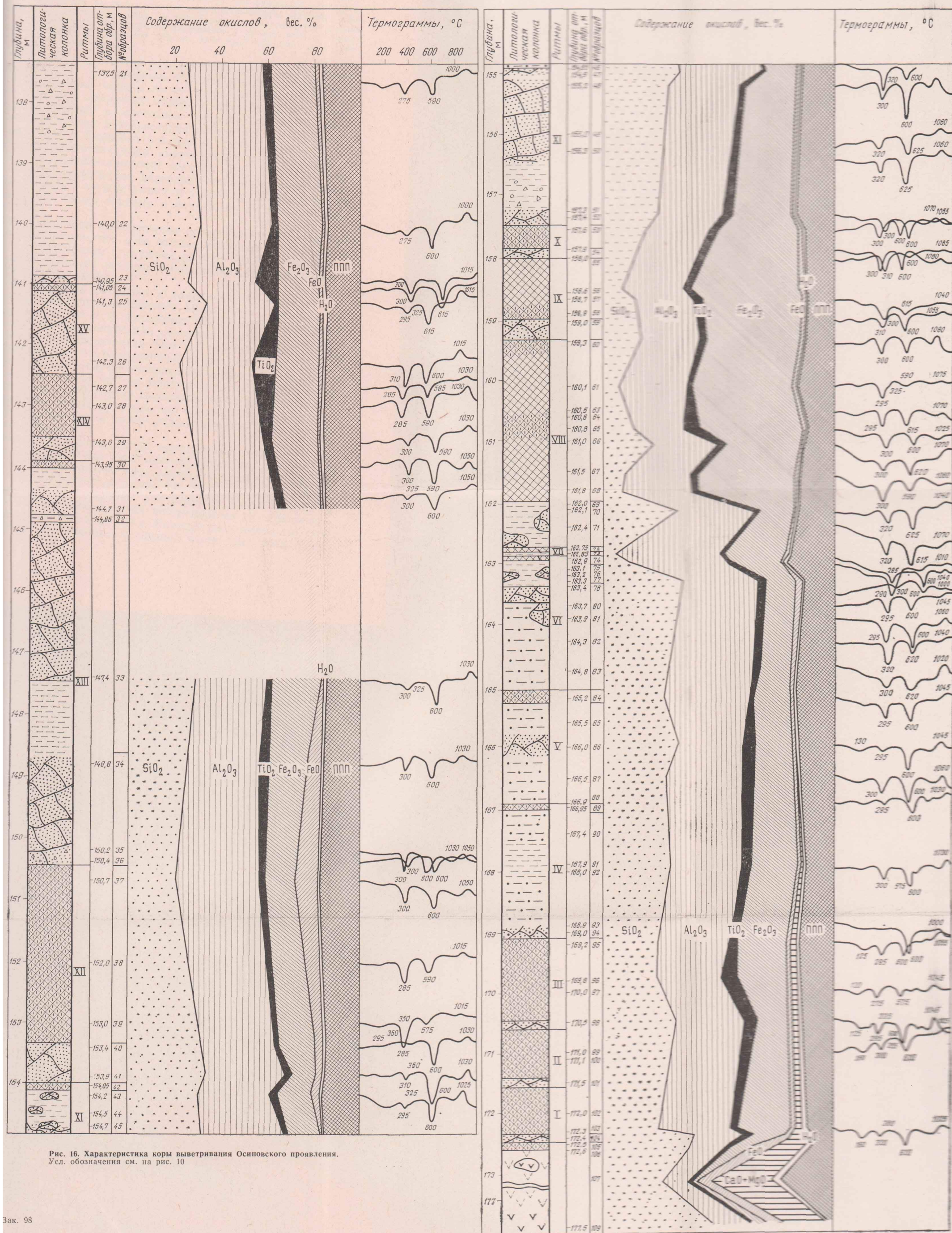


Рис. 16. Характеристика коры выветривания Осинского проявления.
Усл. обозначения см. на рис. 10

лы располагаются вдоль трещин или под небольшим углом к ним, в то время как гиббсит в таких случаях располагается почти строго перпендикулярно к направлению трещин. В одном случае встречена небольшая пора (0,5 мм в диаметре), к которой с двух сторон подходят трещины. И трещины, и пора выполнены мелкокристаллическим гиббситом, но в самом центре поры располагается синовидный агрегат кристаллов нордстрандита. Исходя из этого, можно полагать, что кристаллы нордстрандита образовались за счет частичной перекристаллизации гиббсита. Причиной тому, вероятно, явились щелочные растворы. Следы прохождения их через продукты выветривания отмечаются в кровле зоны каолинит-монтмориллонитовых глин, где кальцит выполняет трещины, либо замещает глинистые минералы.

Данные химического анализа, приведенные на рис. 15, свидетельствуют о том, что процессы выветривания явно шли путем выноса из исходной породы легко- и среднеподвижных компонентов (щелочей, щелочных земель и кремнезема) и, соответственно, накопления в остаточном продукте полуторных окислов, окислов титана и возрастания потери при прокаливании.

В верховьях р. Осиновой (см. рис. 9, проявл. 11) скв. № 475 вскрыта красноцветная кора выветривания мощностью 34 м, развитая по песчано-глинистым осадкам (рис. 16). Под корой располагаются выветрелые долериты, постепенно переходящие вниз по разрезу в свежие разности этих пород. Перекрывается красноцветная толща глинами и валунными суглинками мощностью 139 м.

Явленная кора выветривания представляет значительный интерес уже потому, что в ее составе отмечаются горизонты бокситов, а субстратом послужили рыхлые осадки, реликтовые текстуры и структура которых макроскопически улавливаются в продуктах выветривания.

Иными словами, мы имеем в данном случае неозлювиальную латеритную кору выветривания. Неозлювию в Сибири много внимания уделял В. П. Казаринов [85]. Именно он впервые в геологической литературе дал обстоятельную характеристику этого типа коры выветривания. При его непосредственном участии обрабатывался и описываемый разрез, который является практически первым случаем проявления в Сибири латеритного неозлювия. До сих пор он был известен лишь на Южном Урале, где А. И. Олли [144], изучив Перевалочанское проявление бокситов, приходит к выводу о том, что они образовались в долинообразном понижении в процессе латеритизации элювио-делювиальных осадков.

Осиновское проявление коры выветривания является уникальным, поскольку оно представлено ритмично построенной толщей, в которой каждый ритм слагается красноцветной глиной с реликтовой текстурой песков или алевролитов и венчается горизонтом бобовых бокситов или аллитов. Таких ритмов в тридцатичетырехметровой толще насчитывается 15, а мощность их колеблется от 0,15 м до 7,0 м. Каждый ритм имеет, как правило, двучленное строение: в нижней части он представлен

глиной красной, красно-бурой, желто-бурой, желтовато-серой, светло-серой, белой. Окраска ее либо равномерная, либо пятнами, обычно меняется в пределах ритмов от светлой различных расцветок в основании до темно-красной в верхней его части. Глины обладают псаммитовой, алевритовой, редко гравелитовой реликтовыми структурами. Обычно на темно-красном фоне видны светлые пятнышки, являющиеся реликтами терригенных зерен, замещенных глинистыми минералами различного состава, о чем подробнее будет сказано ниже.

В пределах некоторых ритмов можно наблюдать закономерное снизу вверх изменение реликтовых обломочных структур от грубых к тонким. Причем в пределах одного ритма такое изменение может быть встречено от одного до трех раз (интервал 144,0—150,4 м). Слоистые структуры осадочных пород, по которым развивалась описываемая кора выветривания, редко улавливаются в разрезе. В одном случае (интервал 166,0—167,0 м) заметна в глине косая слоистость, в другом (интервал 147,0—150,5 м) — слоистость горизонтальная. И в том, и в другом случаях эти текстуры были обусловлены изменением гранулометрического состава осадка.

В основании некоторых ритмов коры выветривания отмечаются явные следы перемыва и переотложения нижележащих горизонтов. Так, в интервале 147,4—150,5 м в глинах присутствуют гравийные зерна и мелкие гальки кремнистой (?), железистой породы, а также мелкие гальки синевато-серых бобовых бокситов, аналогичных бокситам, слагающим нижележащий горизонт. Такие же обломочки бокситов отмечаются в нижней части другого ритма, в интервале 164,1—164,6 м.

Верхнюю часть ритмов слагают бобовые каменистые бокситы и аллиты, состоящие из черных и красных железистых бобовин, в одних горизонтах сцементированных голубовато-серым аморфным гиббсит-каолининовым веществом, в других — тем же веществом, но окрашенным гидроокислами железа в красный цвет. Нередко между бобовинами наблюдаются крупнокристаллические агрегаты гиббсита. Мощность аллитовых и бокситовых горизонтов колеблется от 0,1 до 2,7 м.

Ниже приведены результаты петрографического изучения разреза коры выветривания. В основании I ритма (см. рис. 16, обр. 104) располагается желто-бурая глина с реликтовой псаммитовой структурой, представляющая собой каолинит-гидро-слюдистую тонкоагрегатно-поляризирующую массу. По всей вероятности, эти глины можно отнести к продуктам гидратации и начального гидролиза полного профиля коры выветривания. Четко диагностируемого терригенного материала в породе 30—35%, но если учесть и нацело глинизированные зерна, сохранившие лишь свои контуры и не отличающиеся от вмещающей их глинистой массы, то его было в исходной породе не менее 70%. Состав терригенного материала следующий: кварц, магнетит,

каолинизированные призматические кристаллы полевых шпатов и обломки долеритов, псевдоморфозы серпентина по оливину, гётитизированные пироксены и реликты свежих зерен этого минерала в гётитовых оболочках, агрегаты гидрослюды, гидробиотита, хлорита, обломки аморфного вещества и глинистых пород. Встречены также единичные обломки структурного боксита, сложенного мелкокристаллическим гиббситом с примесью тонкодисперсных окислов железа. Такая ассоциация обломочного материала, а также каолинит-гидрослюдистый состав цементирующей глинистой массы, свидетельствуют о том, что обломки структурного боксита являются в породе нормальной терригенной примесью, а не возникли здесь, как можно было бы предположить, в результате формирования неозолювия. Напрашивается вывод и о том, что кристаллический гиббсит представляет собой устойчивую фазу в зоне гидратации и начального гидролиза, поскольку каких-либо видимых под микроскопом изменений гиббситовых агрегатов не отмечается. Из акцессорных минералов встречены зерна трещиноватого граната. Размеры терригенного материала колеблются от 0,10 до 0,50 мм. В глинистом материале встречаются трещины, выполненные каолинитом, окрашенными закисным железом в зеленый цвет, а также железистые почти непрозрачные концентрического строения бобовины. Особо примечательно наличие терригенно-колломорфных и колломорфных маложелезистых прозрачных бобовин, практически не отличающихся от основной глинистой массы как по цвету, так и по прозрачности. Лишь несколько повышенная концентрация железа по периферии бобовин делает их заметными на общем фоне породы. Учитывая указанные факты, а также постепенный переход вещества бобовин в вещество окружающей массы породы, можно с уверенностью сказать, что эти бобовины сформировались непосредственно в данной породе, т. е. располагаются *in situ*.

В проходящем свете в глинистой массе, представленной главным образом каолинитом с примесью гидрослюды (см. рис. 16, обр. 98), различаются очертания многочисленных угловатых и полуокатанных обломков, полностью замещенных глинистыми минералами вмещающей массы и совершенно не отличающихся от нее по оптическим свойствам. Интенсивной глинизации подверглись также зерна кварца, среди которых можно встретить каолинизированные лишь по периферии и трещинам, а также зерна, почти нацело замещенные каолинитом.

Выше по разрезу располагается горизонт бобовых каменистых аллитов (см. рис. 16, обр. 103), представляющих собой зону конечного гидролиза. Бобовины в аллитах либо железистые колломорфные с многочисленными трещинами синерезиса, что исключает какую-либо транспортировку их без нарушения целостности, либо структурные и терригенно-колломорфные. В структурных бобовинах видна реликтовая структура долери-

та, причем порообразующие минералы исходной породы замещены в одних случаях алюмогелем, в других — гётитом и мелкокристаллическим гиббситом. Трещины в бобовинах выполнены либо гиббситом, либо кальцитом (см. рис. 16, обр. 96). Кальцитовые жилки рассекают как саму бобовину, так и ее цемент. Это свидетельствует о проявлении пострудных процессов, связанных с выщелачиванием уже вышележащих осадков, перекрывших описываемый горизонт аллитов. По данным термического анализа, бобовые аллиты состоят из каолинита, гидроокислов железа и гиббсита (см. рис. 16, обр. 84). Ниже по разрезу в них присутствует и гидрослюда (обр. 95).

Терригенный материал в аллитах представлен кварцем, непрозрачным рудным минералом, гётитом, гиббситовыми агрегатами. Кварц, как правило, сильно корродирован кристаллическим гиббситом. В частности, встречено крупное (1,92 мм) зерно кварца, почти нацело замещенное гиббситом. В его контурах реликты самого кварца в виде отдельных участков по 0,08 мм разделены между собой не только гиббситом, но и многочисленными порами и, несмотря на это, до сих пор сохраняют единую оптическую ориентировку. Описываемый агрегат представляет собой скелетную псевдоморфозу гиббсита по кварцу, поскольку гиббсит лишь оконтуривает зерно по периферии и проникает по трещинам, в то время как внутренняя часть зерна поляя, а промежутки заняты реликтами кварца. Можно было допустить, что пустоты в псевдоморфозе — результат выкрашивания вещества при изготовлении шлифа. Однако при сильном увеличении ($\times 320$) видно, как щетки очень тонких остроконечных идиоморфных кристаллов гиббсита свободно выдаются в сторону пустоты. В случае же выкрашивания вещества мы обязательно наблюдали бы обломанные края кристаллов. Описанная псевдоморфоза — сооружение очень хрупкое и явно нетранспортабельное. Даже при незначительном перемещении его обязательно произойдет нарушение единой оптической ориентировки разобщенных реликтов кварцевого зерна, либо оно нацело разрушится.

В бобовом аллите отмечаются также зерна кварца, частично корродированные кальцитом или нацело им замещенные. Причем ясно видны трещины и бухточки в кварцевом зерне, по которым проникает кальцит. Сам же он, в свою очередь, по трещинам замещается гиббситом. Совместное присутствие гиббсита и кальцита в описываемой породе — явление нередкое. Обычно в этих случаях кальцит находится внутри выщелоченных участков, в тесном контакте с реликтами корродированного им кварца, а гиббсит располагается по периферии, представляя собой более позднюю генерацию. Поскольку существование кальцита в зоне конечного гидролиза невозможно, остается предположить, что в данном горизонте аллитов и кальцит, и гиббсит образовались за счет привноса соответствующих ра-

створов из вышележащих осадков. На первой стадии выветривания из этих осадков выносились щелочи и щелочные земли (возник кальцит), на второй, кислой — выносились полуторные окислы (сформировался гиббсит).

Иногда в аллите реликт терригенного зерна можно увидеть лишь потому, что он оконтурен гётитом, в то время как вся внутренняя его часть выполнена тем же мелкочешуйчатым каолинитом, который слагает и всю цементирующую массу породы. Это еще одно четкое свидетельство преобразования осадка в процессе интенсивного химического выветривания. Гиббситовые агрегаты чаще присутствуют в виде угловатых обломков, сохраняющих долеритовую структуру, т. е. в виде обломков структурных бокситов.

Цементирующая масса породы имеет различный состав и строение. В одном случае это тонкочешуйчатый каолинит, что подтверждается и данным термического анализа (см. рис. 16, обр. 103). Этот минерал становится более крупнокристаллическим и нередко радиально-лучистым, когда он крустифицирует обломки и бобовины. Иногда он почти изотропен. В другом случае цемент представлен буровато-серым алюмогелем. По данным рентгеноструктурного анализа, аморфный голубовато-зеленый цемент представлен главным образом каолинитом, в меньшей степени гиббситом. Аналогичный состав минералов в данном случае устанавливается и термическим анализом (см. рис. 16, обр. 74).

В заключение описания аллита следует отметить резкое различие в размере бобовин и терригенного материала. Если размеры бобовин колеблются от 0,08 до 5,6 мм, то зерен — от 0,03 до 1,92 мм, т. е. средний размер первых около 5,0 мм, вторых 0,87. Такое явление может быть объяснено лишь тем, что бобовины образовались *in situ*, поскольку признание за бобовинами терригенного происхождения противоречит законам механической дифференциации осадка. Особенно если учесть еще большую разницу в удельных весах веществ, слагающих бобовины ($4,5\text{--}5\text{ г/см}^3$) и зерна терригенного материала ($2,5\text{--}3,0\text{ г/см}^3$). Иными словами, более тяжелые и более крупные бобовины должны были отложиться в одной фациальной зоне, а обломочный материал — в другой.

В 30 см выше по разрезу в том же горизонте аллитов отмечаются крупные (до 1 см по длинной оси) обломки со структурой долерита, замещенные либо гидрослюдой и окислами железа, либо кальцитом. Мелкочешуйчатый каолинит цемента нередко выполняет поры и трещины в этих обломках. Таким образом, можно сказать, что осадки формировались за счет разрушения различных зон коры выветривания, в том числе и зоны структурных бокситов, после чего эти осадки подвергались каолинизации и, частично, гиббситизации.

Данные химического анализа свидетельствуют о том, что аллитовые бобовые породы нижней части разреза (см. рис. 16, обр. 96, 97, 103) имеют кремневый модуль несколько выше единицы. Как правило, они содержат в заметных количествах закисное железо (около 2%), окись титана (от 2,4 до 6,4%), окись щелочно-земельных металлов (от 2,33 до 2,67%). Последнее четко отражает повышенную карбонатность аллитов, установленную петрографическим методом.

В пределах отдельных ритмов химическими анализами четко улавливается различие в составе глины и бобовых аллитов. Если в глинах кремневый модуль не превышает единицы (обр. 98, 104), то в аллитах он больше единицы (обр. 96, 97, 103). Такое же четкое различие и по содержанию окислов железа: если в глинах их не более 16%, то в аллитах количество их колеблется от 24 до 26,2%. Аналогичная зависимость отмечается и для тех ритмов, в которых глины по составу отвечают аллитам, как это имеет место, например, в интервале 159,3—162,7 м. Так, в глине (обр. 70) содержание глинозема 34,03%, кремнезема 32,34%, а в образце бобового боксита (обр. 68), венчающего эту глину, глинозема 30,50%, кремнезема 3,44%.

Формирование бобовых аллитов и бокситов проходило с перераспределением материала в растворенном состоянии, о чем свидетельствуют колломорфные структуры. Захоронение под перекрывающими осадками приводило к тому, что в этих породах шли процессы редукции окисного железа в закисное.

Особо следует отметить широкое развитие в породах коры выветривания аутигенных образований каолинита, гётита, гиббсита и кальцита. Последний встречается только в нижней половине описываемой толщи в виде псевдоморфоз по зернам терригенного материала, а также в виде агрегатов, заполняющих трещины в породе. Относительно гётита можно сказать, что его аутигенные образования встречаются в виде бобовин, облекающих зерна терригенного материала, бобовин, вещество которых постепенными переходами связано с основной массой породы, а также в виде заполнения трещин.

Не менее часто встречаются и новообразования каолинита, как правило, мелкочешуйчатые, но нередко в виде крупных вермикулитоподобных кристаллов и целых агрегатов этих кристаллов. Довольно часто колломорфные мелкочешуйчатые образования каолинита, окрашенные закисным железом в зеленые тона, выполняют трещины в породе. Каолинит, кроме того, по данным рентгеноструктурного анализа, входит в состав крустификационного цемента. В данном случае была проанализирована крустификационная светлая оболочка железистой бобовины обр. 102.

Гиббсит в виде идиоморфных кристаллов зачастую образует крустификационные оболочки чаще вокруг бобовин, но нередко и вокруг зерен терригенного материала. Развивается он в ка-

честве аутигенного минерала и по трещинам, секущим одновременно и цемент, и бобовины. Нередко его можно встретить в виде радиально-лучистых агрегатов в глинистой массе породы. Следует отметить и тот факт, что наряду с гиббситом в кристификационных каемках рентгеноструктурным анализом устанавливается присутствие бёмита (обр. 102). Он же присутствует совместно с гематитом, по данным того же анализа, и в составе бобовин (обр. 60).

Во всех частях разреза коры выветривания в тех или иных количествах присутствуют обломки бокситов со структурой долеритов. Представлены они главным образом гиббситом, замещившим плагиоклазы и часть пироксенов, в качестве незначительной примеси присутствует тётит, развитый по пироксенам. Обломки структурных бокситов пород составляют до 38% от общего количества терригенного материала. И, что особенно примечательно, эти обломки зачастую имеют причудливые очертания, обусловленные выступающими из общей массы идиоморфными кристаллами плагиоклазов, замещенных гиббситом. Все это свидетельствует о чрезвычайной близости источника сноса, поставляющего обломки структурных бокситов.

Минералого-петрографическая характеристика разреза приведена по породам нижних ритмов (снизу до глубины 169 м), но нужно сказать, что в вышележащих ритмах характер слагающих их пород сохраняется, хотя встречаются и некоторые отличия. Так, например, кальцит полностью исчезает в верхней части разреза красноцветной толщи (выше 169 м). Лишь в интервале 166—167 м еще присутствуют в небольшом количестве карбонаты железа в виде сидерита. Отражается это свойство пород коры выветривания и в результатах химических анализов. Количество окислов щелочных земель до глубин 169 м (снизу) колеблется от 1,55 до 3,71%, выше оно меняется лишь от 0,27 до 0,81%.

В заключение следует отметить следующее. Наличие реликтовых структур осадочных пород в глинах и венчающих их бобовых аллитах и бокситах, широкое развитие аутигенных образований глинозема и окислов железа свидетельствуют о том, что кора выветривания располагается на месте своего образования. Об этом же говорит и факт закономерного перехода снизу вверх по разрезу в пределах ритмов глин с реликтовой структурой осадочных пород в более зрелые продукты выветривания (аллиты или бокситы).

По данным химического анализа, в каждом ритме глины имеют более низкий кремневый модуль, нежели венчающие их бобовые аллиты и бокситы. Еще более четко отличие этих пород отмечается по валовому содержанию окислов железа. Так, в глинах ритмов I, III и VIII (см. рис. 16) они соответственно равны 16,64%, 15,48% и 15,92%, тогда как в бобовых аллитах и бокситах этих же ритмов они равны 25,18, 26,25% и 43,97%.

Механизм образования толщи неозелювия нам представляется следующим. Выветрелые долериты были перекрыты осадками незначительной мощности (около 10 см), которые в процессе гипергенеза были превращены в бобовый аллит. Этот аллит был перекрыт осадком мощностью около метра, и опять процессы выветривания превратили свежий осадок в горизонт глин с реликтовой псаммитовой структурой (16 см), венчающийся бобовым каменистым аллитом (80 см). Таким образом сформировался первый ритм, который вновь был перекрыт осадками, и т. д.

Многokратная смена процессов осадконакопления на интенсивные гипергенные изменения и привела к образованию ритмично построенной толщи неозелювия с чередующимися горизонтами глин, несущих реликтовые структуры и текстуры осадка, и горизонтов бобовых аллитов и бокситов. Заканчивая описание этой коры выветривания, следует отметить большое практическое значение изученного разреза, поскольку в слагающих его породах (в различных частях разных ритмов) присутствуют обломки структурных бокситов. Учитывая низкую прочность гиббситовых агрегатов, слагающих эти обломки, и их причудливые очертания, можно уверенно говорить о наличии близко расположенного (в пределах сотен метров) источника сноса. Таким образом, нет сомнений в том, что в эпохи бокситообразования в Приенисейской зоне Сибирской платформы формировались залежи высококачественных структурных бокситов. Поскольку в настоящее время район перекрыт сравнительно мощными (50—150 м) пострудными рыхлыми осадками, решение вопроса о сохранности этих залежей возможно лишь в результате проведения детальных геофизических и буровых работ.

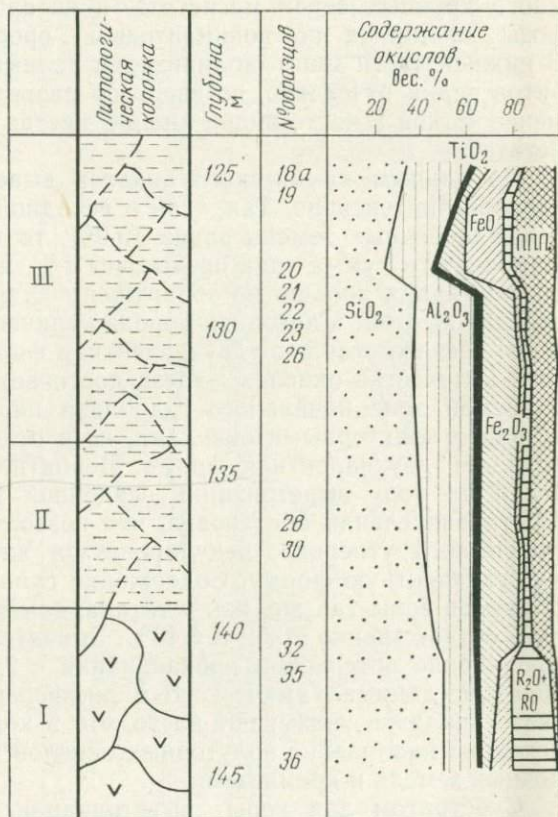
Сумарочихинское проявление коры выветривания (см. рис. 9, проявл. 12) установлено в приустьевой части р. Сумарочиха, притока р. Енисея. Скважинами пройдены четвертичные отложения, мощность которых колеблется от 0 до 100 м. Под ними залегают породы кийской и симоновской свит, имеющих мощность в пределах первых десятков метров. Ниже залегают кора выветривания, развитая по долеритам.

Исходные породы представлены сильно трещиноватыми оливковыми долеритами. Структура их пойкилоофитовая («горошчатая»), а в краевых частях интрузии — порфириовидная. Средний минеральный состав долеритов: пироксенов моноклинных 25—40%, лабрадора (плаггиоклаз, № 62, 63) 45%, оливина 5—20%, рудных непрозрачных 5%, хлоритового мезостазиса 5—10%, апатит встречен лишь в единичных зернах. В краевых частях интрузии в долеритах отмечается наличие вулканического стекла, а также миндалины, выполненные магниевыми карбонатами.

В скв. 128 (рис. 17) каолинит-монтмориллонитовая зона коры выветривания представлена монтмориллонитом, каолинитом и гидроокислами железа. Наиболее интенсивные скопления последних приурочены к выветрелым кристаллам пироксенов, которые лишь изредка сохраняют свои оптические свойства.

Рис. 17. Литолого-геохимическая характеристика коры выветривания в скв. 128 Сумарочихинского проявления

I—III — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — каолинит-монтмориллонитовая, III — каолинитовая). Усл. обозначения см. на рис. 10



Монтмориллонит развит обычно по идиоморфным кристаллам плагиоклазов, которые особенно четко видны в том случае, если они являются пойкилитовыми вростками в магнетите. Каолинит в виде мелкочешуйчатых и вермикулитоподобных агрегатов развит также по полевым шпатам. По данным дифференциального термического анализа, в описываемой зоне присутствуют каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, гидроокислы железа. В двух образцах, с глубины 135,0 и 139,5 м, отмечены следы гиббсита по появлению на термограммах неглубокого, но четко выраженного эндоэффекта при 320°С. Количество гидроокислов железа и каолинита заметно возрастает снизу вверх по разрезу.

В зоне каолинитовых глин каолинит является преобладающим минералом. Кроме того, здесь отмечаются округлые железисто-карбонатные стяжения до 2 мм в диаметре, в центре которых отмечаются зерна гётитизированных пироксенов. Каолинит мелкочешуйчатый, на отдельных участках мелкокристаллический, либо в вермикулитовых сростках. В породе довольно много крупных зерен магнетита, в которых видны псевдоморфозы каолинита по пойкилитовым вроскам плагиоклазов. В нижней части зоны каолинизации реликтовая структура долеритов видна отчетливо, но вверх по разрезу она становится все менее четкой и часто видна лишь в местах скопления зерен магнетита.

По данным химического анализа выветривание пород шло довольно интенсивно. Так, если в исходной породе сумма щелочей и щелочных земель равна 19,9%, то в верхней каолинитовой зоне эта сумма едва превышает 1%, причем в верхней зоне окислы калия вообще не обнаружены. Характерно также и поведение железа: в исходной породе количество его равно 13,47% и две трети составляют двухвалентная форма, а в каолинитовой зоне количество окислов железа достигает 30%. Железо в описываемой зоне начального гидролиза иногда полностью представлено полуторными окислами, но в отдельных участках преобладает двухвалентная форма. Вероятно, в результате налегания на кору выветривания осадочной толщи, была создана восстановительная обстановка, что позволило, при наличии органического углерода, редуцироваться железу трехвалентному в двухвалентную форму. Содержание глинозема в породах описываемой зоны так же, как и титана, заметно возрастает, достигая соответственно 26,59 и 3,40%. Значительно увеличивается и содержание потерь при прокаливании с 2,26 до 19,62%. Таким образом, данные химического и дифференциального термического анализов указывают на то, что в коре выветривания происходило накопление полуторных окислов и вынос щелочей, щелочных земель и кремнезема.

Субстратом для коры выветривания, вскрытой скв. 114 (рис. 18), расположенной в 3 км к юго-юго-востоку от скв. 128, являлись аналогичные долериты. Однако состав продуктов выветривания здесь уже несколько иной:

зона дезинтеграции — трещины в долеритах, как правило, выполнены серпентином, отчего порода приобретает брекчиевидный облик. Под микроскопом видна сеть переплетающихся волокнистых прожилков хризотилового асбеста и антигоритового серпентина. Очень часто встречаются концентрические трещины, выполненные карбонатными и глинистыми минералами. Возникновение концентрических трещин обязано текстурным особенностям «горшчатых» траппов, для которых характерна шаровая отдельность

зона структурных хлорит-монтмориллонитовых глин — хлориты развиты главным образом по темноцветным минералам, а монтмориллонит — по плагиоклазам. В этой зоне намечается

8—10 м

скопление кремнезема по трещинам в виде каплевидных образований опала и тонкопылеватого кремнезема по пустотам. По данным термического анализа в продуктах выветривания этой зоны присутствуют монтмориллонит, гидрослюда и каолинит
 каолинит-гидрогётитовая зона — реликтовая структура долерита видна лишь в нижних 11 м. Кроме каолинита, здесь устанавливаются гётит, гидрогётит и лимонит. Преобладающим минералом является каолинит, а кроме того, присутствует гидро-
 слюда

7,5 „

17 „

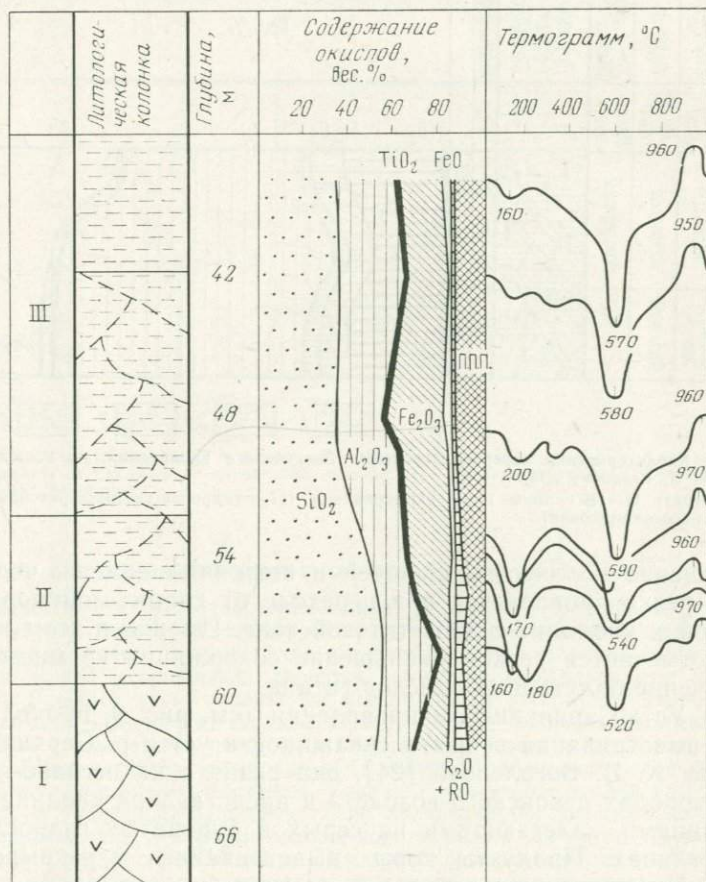


Рис. 18. Литолого-геохимическая характеристика коры выветривания в скв. 114.

I—III — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — хлорит-монтмориллонитовая, III — каолинит-гидрогётитовая).
 Усл. обозначения см. на рис. 10

На термограммах по образцам, отобраным из верхней зоны с глубины 49,5 и 42,0 м, видны отчетливо эндоэффекты при 290° и 310°С, что указывает, вероятнее всего, на присутствие гиббсита. На термограммах гидрогётита, близкого по термиче-

ской характеристике к гиббситу, кривая в пределах эндоэффекта обычно асимметрична, с нечетко выраженным знаком. У гиббсита она, как правило, симметрична и с четким острым пиком. Второй, обычно слабый эндоэффект гиббсита (550°C) «задавлен» мощным эндоэффектом каолинита того же значения. По данным химического анализа снизу вверх по разрезу отмечается

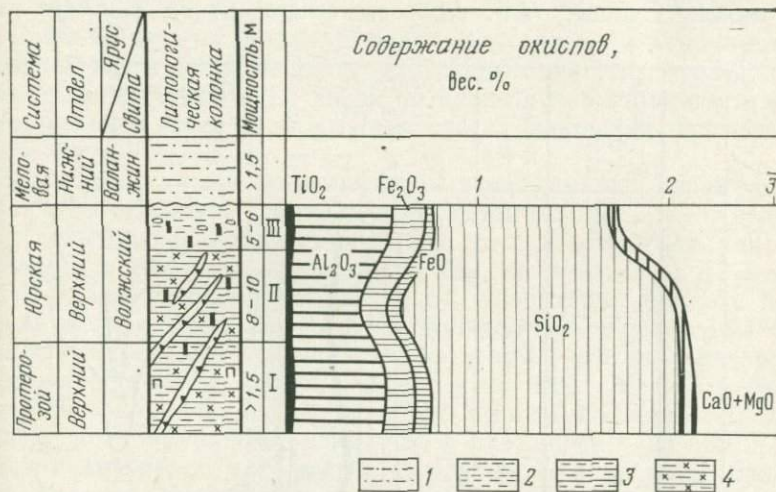


Рис. 19. Характеристика коры выветривания Елогуйского проявления, по Г. Н. Черкасову и А. Н. Резанову [215].

I — субстрат; II—III — зоны коры выветривания (II — гидрослюдисто-хлоритовая, III — гидрогетит-каолинитовая)

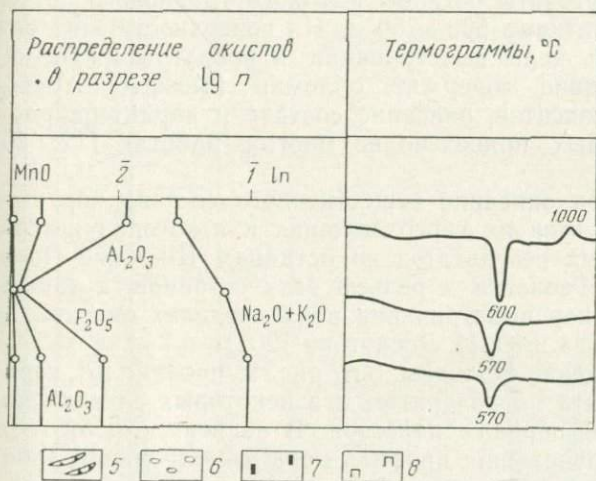
уменьшение количества щелочей и щелочных земель, что особенно резко проявляется при переходе от хлорит-монтмориллонитовой к каолинит-гидрогетитовой зоне. Именно в этом интервале отмечается резкое уменьшение содержания кремнезема и увеличение полуторных окислов титана.

На Усть-Сарчихинском проявлении (см. рис. 9, проявл. 13). Кора выветривания вскрыта скважиной в устье р. Сарчихи. По данным К. В. Боголепова [24], она развита на песчано-глинистых породах девонского возраста и представлена каолинитовыми глинами, залегающими на серых и буроватых гидрослюдистых глинах. Продукты коры выветривания перекрываются осадками валанжин-готеривского возраста.

В пределах Елогуйского проявления (см. рис. 9, проявл. 14) кора выветривания вскрыта скважиной Е-1 вблизи устья р. Елогуя на глубине 407 м и тремя скважинами в приустьевой части р. Комсы. Эта кора сформировалась по породам палеозоя и перекрывается фаунистически охарактеризованными алевритоглинистыми отложениями валанжин-готерива. Исходя из этого, возраст коры выветривания определяется как позднеюрский. Коррелятные осадки этого возраста Западно-Сибирской плиты

содержат горизонты лептохлоритовых (шамозитовых) пород и руд.

Исходные породы сложены зеленовато-серыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с секущими прожилками мощностью до 1—2 см. Кроме того, в составе пород отмечается пирит, иногда окисленный до гётита.



1 — алевролиты, алевроиты; 2 — глины; 3 — хлорит-серицитовые сланцы; 4 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 5 — прожилки кварца; 6 — кварцевый гравий; 7 — гидроокислы железа; 8 — пирит

Кора выветривания имеет две зоны (рис. 19):

Нижняя — гидрослюдисто-хлоритовая (8—10 м), представлена зеленовато-бурой глиной со структурой сланцев. В этой же зоне пирит полностью замещается гидрогётитом, серицит и часть хлорита — гидрослюдистой. Кварц в прожилках дробится, но форма прожилков еще сохраняется. В общей массе появляются мелкие гнезда аутигенного кварца;

верхняя — гидрогётит-каолинитовая (5—6) м — сложена вишнево-бурой глиной с угловатыми обломками кварца (до 3 мм) и реликтами сланцев. Гётит и гематит в породе представлены в тонкодисперсной форме и в виде изометричных обломков. Каолинит отмечается в двух разновидностях: в тонкокристаллических слабо поляризующих агрегатах совместно с гидрослюдами и в форме мелких воротничковых агрегатов. Здесь также присутствует аутигенный кварц. Продукты коры выветривания подверглись незначительным эпигенетическим изменениям, выразившимся в слабом окремнении.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в коре выветривания накапливались окисное железо, глинозем (в том числе свободный) и титан, а выносились кремнезем и щелочные земли (см. рис. 19). Слабый вынос кремнезема из коры выветривания объясняется, по-видимому, замедленным дренажем. Г. Н. Черкасов и А. Н. Резапов [215] приходят к выводу о том, что в Приенисейской полосе Западно-Сибирской плиты и Си-

бирской платформы в позднем триасе и поздней юре имели место процессы интенсивного химического выветривания. По их мнению, не исключено, что при наличии благоприятных форм рельефа и гидрогеологических условий конечным продуктом выветривания могли быть бокситы и железные руды.

Вельминский район. В бассейне рек Подкаменной Тунгуски и Вельмо широко развиты останцы высокого траппового плато с абсолютными отметками 500—750 м. На поверхности этих останцов установлены коры выветривания и продукты их перераспределения. Последние содержат обломки высококачественных структурных бокситов, описание состава и характера распространения которых приведено во многих работах [12, 26 и др.].

Ниже приводится описание вещественного состава кор выветривания и продуктов их перераспределения и некоторая интерпретация полученных результатов по останцам Широкие Полканы и Майгунна. Геология и рельеф этих останцов, а также условия залегания кор выветривания в их пределах описаны в статье В. Ф. Филатова и Ю. И. Лоскутова [202].

На останце Широкие Полканы (см. рис. 9, проявл. 15) кора выветривания развита по долеритам и в некоторых случаях по метаморфизованным породам палеозоя. В зависимости от геоморфологического положения профиль коры выветривания либо сокращен (на склоне), либо полный (в днищах древних долин). Так, в юго-восточной части останца скв. 139 вскрыт структурный элювий, литологическая и минералого-геохимическая характеристика которого приведены на рис. 20. Мощность коры выветривания 3,4 м; представлена она главным образом каолинитом и гётитом. В верхней части каолининовой зоны реликтовая структура долеритов улавливается с трудом и то лишь на участках, где имеются магнетит и гётит. Последние несут следы пойкилитовых вростков плагиоклазов. В нижней части зоны отмечаются участки с четкой реликтовой структурой долерита, где полевошпатовая часть замещена каолинитом и монтмориллонитом, а пироксены — гётитом.

Графики, построенные по данным химических анализов (см. рис. 20), четко свидетельствуют о том, что процесс выветривания шел по линии выноса щелочей, щелочных земель, кремнезема и относительного увеличения глинозема и железа в остаточном продукте выветривания. В разрезе отсутствует зона гидратации, обычно представленная структурным элювием монтмориллонитового или гидрослюдистого состава. Можно лишь отметить, что в нижней части профиля выветривания, представленного, по существу, одной зоной каолинизации, несколько повышается роль монтмориллонита. В связи с чем, судя по данным химического анализа, в основании зоны каолинизации несколько больше кремнезема и окислов магния, чем в ее верхней части. Поскольку промежуточная зона (гидратации)

отсутствует, описанный профиль мы относим в разряд сокращенных.

В юго-восточной части Широких Полкан скв. 32 вскрыт полный профиль каолиновой коры выветривания мощностью 17 м, представленной буровато-желтой глиной. Здесь выше зоны дез-

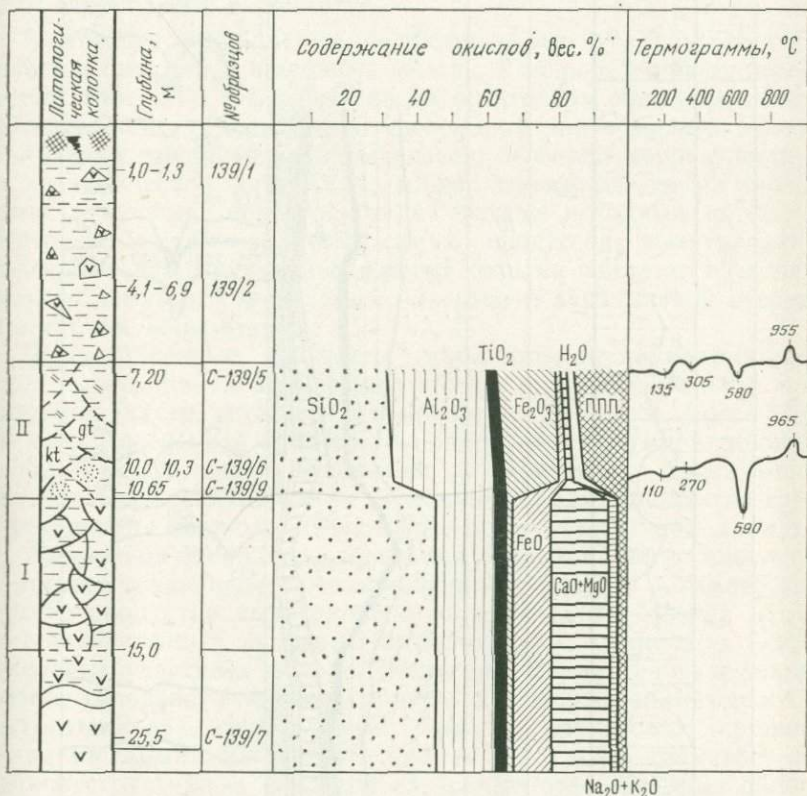


Рис. 20. Характеристика коры выветривания в скв. 139 Широкополканского проявления I—II — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — каолинитовая). Усл. обозначения см. на рис. 10

интеграции (1,3 м) располагается каолинит-монтмориллонитовая зона (10,9 м), а затем и каолинистая (4,4 м). В каолинит-монтмориллонитовой зоне по плагиоклазам развивается каолинит, а по пироксенам — монтмориллонит и гидрослюда с примесью гидроокислов железа. Вверх по разрезу доля каолинита возрастает. В нижней части зоны еще встречаются отдельные зерна плагиоклазов и пироксенов. В каолинистой зоне продукты выветривания представлены исключительно каолинитом и гётитом. По всему разрезу в глинах видна реликтовая структура долеритов.

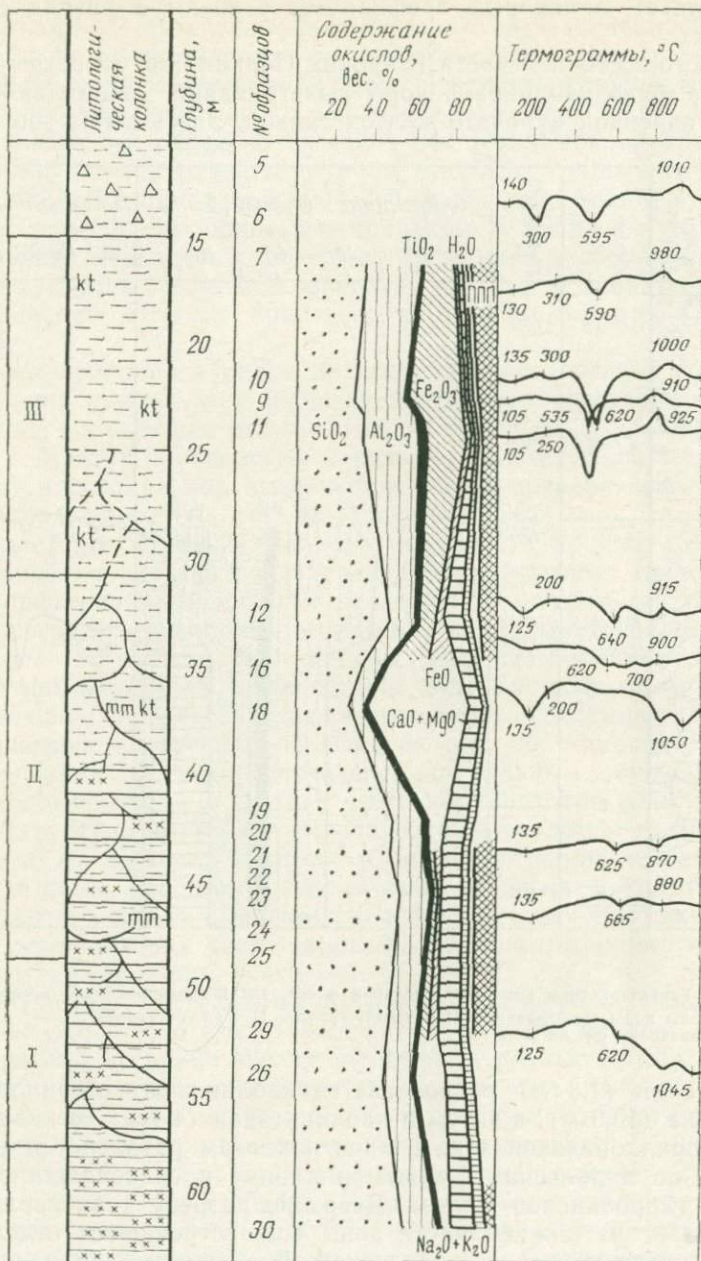


Рис. 21. Характеристика коры выветривания в скв. 58.

I—III — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — монтмориллонитовая, III — каолинитовая).
Усл. обозначения см. на рис. 10

Аналогичная по составу, но более мощная кора выветривания в юго-западной части останца сформировалась по ороговикованным аргиллитам. Мощность ее достигает 42 м. Кора выветривания сложена светлыми, зеленоватыми и пестроокрашенными глинами, сохраняющими реликтовую текстуру ороговикованных аргиллитов. Состав глин снизу вверх меняется постепенно от гидрослюд к каолиниту.

В этом же направлении по профилю резко сокращается количество щелочей и щелочных земель, в меньшей степени кремнезема (рис. 21). Одновременно в остаточном продукте выветривания растет содержание глинозема, титана и железа. Резкие отклонения от общей закономерности, особенно хорошо видные на геохимической диаграмме, можно объяснить двумя причинами: во-первых, непостоянством состава исходных пород, а, во-вторых, неравномерностью самих процессов выветривания. Перекрывается структурный элювий бурыми глинами, насыщенными обломками структурных бокситов и в различной степени выветрелых долеритов.

Переотложенные продукты каолинит-монтмориллонитовой коры выветривания в виде желтоватых глин встречаются в юго-восточной части останца. Их мощность до 6,1 м (инт. 3,5—9,6 м). Сложены эти продукты каолинитом и монтмориллонитом с примесью свежих плагиоклазов и пироксенов. Такая минеральная ассоциация, а также обломочный облик продуктов коры выветривания свидетельствуют об их переотложенном характере. Минералов свободного глинозема в породах не установлено. Какого-либо закономерного изменения по разрезу в химическом составе продуктов выветривания не отмечается. Иногда встречается аутигенный ангидрит, выполняющий трещины, а также отдельные участки в породе. Желтовато-бурые глины перекрываются зеленовато-серыми глинами монтмориллонит-гидрослюдистого состава, содержащими большое количество крупных обломков свежих долеритов и мелких (до 3 мм в диаметре) обломков структурных бокситов. В псаммитовой фракции обломки плагиоклазов, пироксенов, гётита, гиббсита и гипса.

На останце Майгунском (см. рис. 9, проявл. 16), в левых истоках рч. Ховоркикта скв. Л-524 вскрыта структурная кора выветривания по долеритам, в разрезе которой выделяются три зоны (рис. 22).

В зоне дезинтеграции располагаются оливиновые долериты, состоящие из плагиоклаза, пироксена, оливина, магнетита и незначительной примеси кварца, серицита, кальцита, гидроокислов железа. Кварц ксеноморфный, занимает промежутки между идиоморфными плагиоклазами. Серицит и кальцит в качестве вторичных минералов развиты по плагиоклазам. Пироксены частично замещены гидроокислами железа. Вскрытая мощность долеритов 1 м. Выше залегают аналогичные по структуре, но сильно выветрелые долериты. Из первичных минералов, помимо упомянутых, отмечается ксеноморфный биотит. Долериты покрыты густой сетью беспорядочно ориентированных трещин, по которым располага-

ются агрегаты хлорита, гидрослюды и гидрогётита. Последние образуют «рубашки» вокруг зерен оливина и пироксена, а проникая по трещинам спайности, создают каркас этих минералов, который сохраняется в случае полного выщелачивания минерала. Кристаллы биотита подвержены частичной гидратации, что понижает их интерференционную окраску. Мощность выветрелых долеритов 0,5 м.

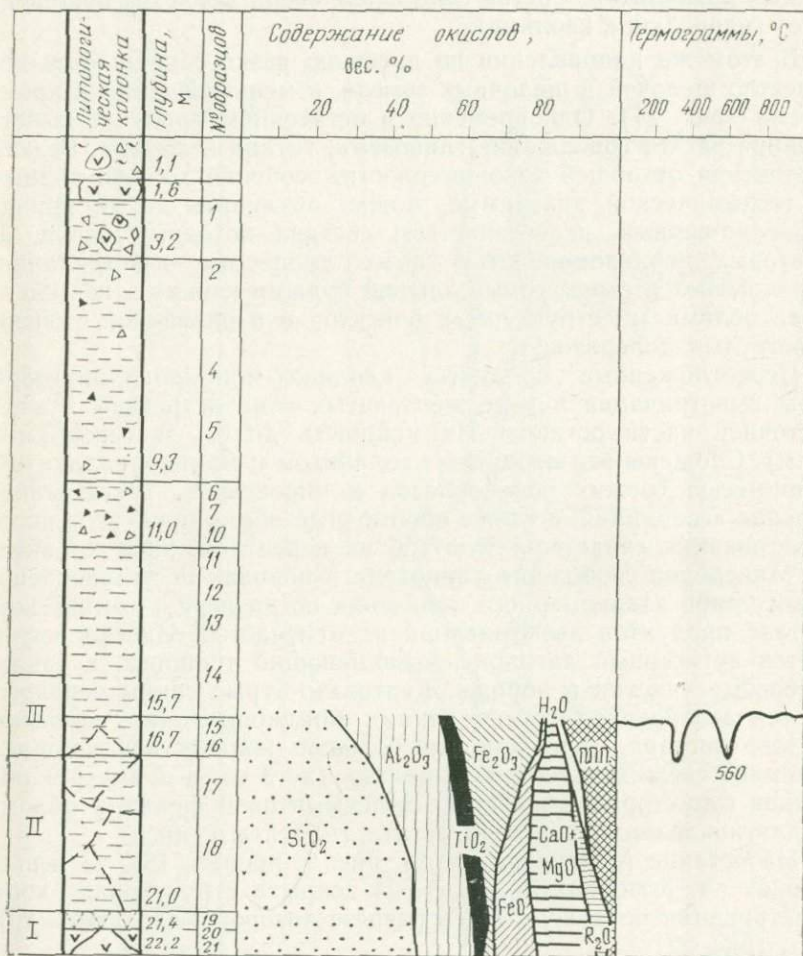


Рис. 22. Характеристика коры выветривания Майгунского проявления

I—III — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — каолинит-гидрослюдистая, III — каолинит-гиббситовая).

Усл. обозначения см. на рис. 10

Каолинит-гидрослюдистая зона представлена структурной глиной буровато-желтой и зеленовато-желтовато-серой, пластичной, жирной. Сложена она мелкочешуйчатыми агрегатами каолинита и гидробиотита, пропитанными гидроокислами железа, подчеркивающими реликтовую структуру долерита. Довольно много в породе псевдоморфоз ярко-красного гётита по пироксену. Встречаются единичные зерна пироксенов в гидро-

гётитовых «рубашках». По трещинам располагается изотропное глинистое вещество. Отмечаются в породе участки, выполненные обломочным материалом, образовавшимся в результате обрушения самих же глин в пустоты и трещины выщелачивания. Мощность структурного элювия 4 м.

Глины каолинит-гипсбитовой зоны содержат участки, в пределах которых плагиоклазы исходных пород сменены или мелкокристаллическим каолинитом или мелкочешуйчатыми каолинитами, а темноцветные минералы — гётитом. В пределах таких участков отмечаются реликты мелких зерен кварца, явно унаследованных от долеритов. Иногда гипсбит встречается внутри скелетных псевдоморфоз гётита по пироксену. Мощность структурных глин с гипсбитом 1 м.

Результаты термического анализа подтверждают наличие в породах верхней зоны гипсбита и каолинита. По данным химических анализов эти породы соответствуют аллитам. Свободного глинозема в них до 10,44%. На геохимической диаграмме (см. рис. 22) видно, что снизу вверх в этой части разреза количество кремнезема, щелочей, щелочных земель уменьшается, а содержание глинозема и железа увеличивается.

Непосредственно на коре выветривания залегает красновато-бурая и буровато-желтая глина, мало отличающаяся по внешнему виду от глин коры выветривания, но являющаяся продуктом ее перерождения, поскольку в ней содержатся зерна свежих плагиоклазов и пироксенов. Кроме того, в этом горизонте присутствуют обломки структурных бокситов алевритовой размерности. Мощность глин до 5 м. Выше залегает слой (1 м) желтой глины, содержащей большое количество обломков структурных бокситов и алюмо-железистой кирасы, составляющих до 10—15% объема породы. Перекрывается этот слой желтовато-бурыми глинами, в ко-

торых плагиоклазы исходных пород сменены или мелкокристаллическим каолинитом или мелкочешуйчатыми каолинитами, а темноцветные минералы — гётитом.

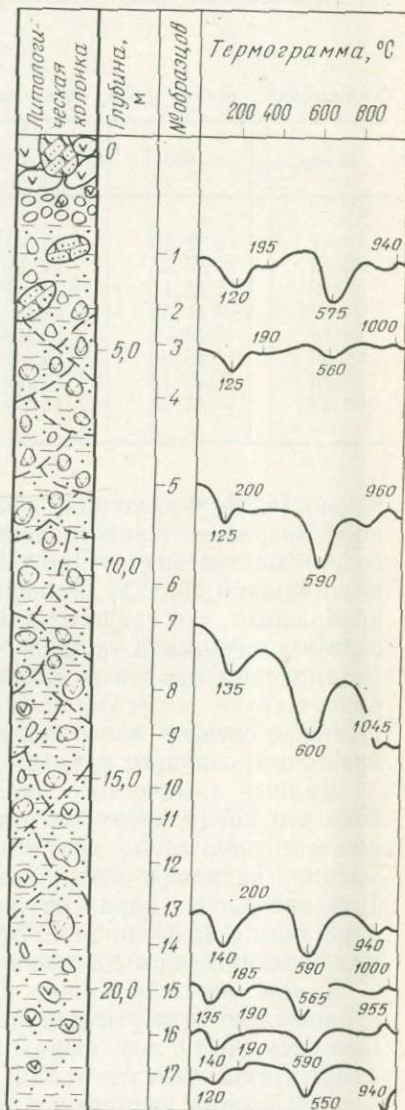


Рис. 23. Литолого-термическая характеристика коры выветривания в скв. С-72-11.

Усл. обозначения см. на рис. 10

торых рассеяны обломки в различной степени выветрелых траппов. Обломков структурных бокситов в них значительно меньше. Завершается разрез толщей (3 м) суглинков с обломками и угловатыми валунами траппов.

На южном склоне останца Майгунинского скв. С-72-11 вскрыты рыхлые делювиальные образования, содержащие, по заклю-

Химический состав пород коры выветривания Майгунинского проявления по

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅
1	37,16	20,85	2,98	2,69	18,60	0,15
5	37,55	19,98	2,85	3,45	18,16	0,17
6	38,11	22,10	2,66	2,01	17,16	0,21
7	41,38	18,96	2,25	4,46	13,34	0,11
13	44,76	15,81	2,20	6,76	10,27	0,14
15	45,04	15,80	2,22	7,12	9,07	0,18
16	45,19	14,52	2,25	7,19	9,19	0,20
17	46,25	14,88	2,10	7,55	7,79	0,21

чению Н. Р. Филатовой, комплексы спор и пыльцы четвертичного возраста. Представлены они главным образом глинами, содержащими значительную примесь песка, а также обломки песчаников (рис. 23). Минеральный состав осадков весьма разнообразный, что свидетельствует об образовании их как за счет свежего материала траппов, так и продуктов кор выветривания. Установлено, что в верхней части разреза (интервал 5,0—10,0 м) присутствуют агрегаты аутигенных гидрослюд, частично замещающих свежий материал траппов и проникающих по микротрещинам, секущим осадок.

Данные химического анализа (табл. 28) свидетельствуют о том, что снизу вверх по разрезу в осадках постепенно уменьшается содержание кремнезема, фосфора, марганца, кальция, магния, натрия и увеличивается — алюминия, титана, железа. Для последнего характерно не только увеличение валового содержания с 15,34 до 21,29%, но отмечается также полный переход закисной формы в окисную.

Таким образом, можно констатировать, что мы имеем дело с профилем четвертичной коры выветривания, из которого выносились почти все подвижные компоненты вплоть до кремнезема. Лишь окислы калия, которые, как правило, выносятся уже на стадии гидратации, в данном случае не только не вынесены, но даже несколько увеличили свое содержание к верхам разреза. Это обстоятельство вполне согласуется с образованием аутигенных агрегатов гидрослюды.

На останце Широкие Полканы формировались коры выветривания каолинит-монтмориллонитового типа, которые в отдельных случаях сохранились (скв. 139, 32 и др.), в других мы видим лишь ее переотложенные продукты (скв. Л-170). И в том, и в другом случаях они перекрыты толщей красновато-бурых и буровато-серых суглинков, содержащих главным образом об-

Таблица 28

скв. С-72-11, вес. %

MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	∑п.п.	∑
0,10	0,43	2,34	0,18	0,84	3,16	10,15	99,63
0,10	1,15	3,22	0,30	0,72	2,67	9,75	99,98
0,24	1,01	2,18	0,40	0,96	3,24	9,90	100,18
0,24	2,09	4,00	0,53	0,78	3,40	8,46	100,00
0,22	5,77	4,89	1,28	0,72	2,11	4,94	99,87
0,22	6,20	5,10	1,55	0,66	1,82	4,89	99,87
0,21	6,27	5,77	1,48	0,66	1,66	5,07	99,66
0,20	7,35	5,62	1,88	0,72	1,45	4,00	100,00

ломки долеритов и структурных бокситов. Коренные залежи структурных бокситов могли, вероятно, сохраниться в пределах ступеней, осложняющих склоны дорудного рельефа, как это произошло со структурными аллитами на останце Майгунском (скв. Л-524).

Таким образом, история существования продуктов выветривания на останцах высокого траппового плато рисуется следующим образом:

I этап — образование коры выветривания каолинит-монтмориллонитового типа, затем разрушение и переотложение ее продуктов;

II этап — возникновение кор выветривания со структурными бокситами и последующее переотложение продуктов обеих кор;

III этап — наложение на ранее сформированные и переотложенные продукты выветривания сульфатной минерализации, что является отражением резкой аридизации климата;

IV этап — гидрослюдистое выветривание четвертичных делювиальных осадков.

Коры выветривания каолинит-монтмориллонитового типа, содержащие структурные бокситы, в принципе могли формироваться в один и тот же этап, однако в этом случае в продуктах переотложения должен был бы присутствовать материал обеих кор. Выше же отмечалось, что в основании разреза скв. Л-170 присутствуют лишь продукты разрушения каолинит-монтмориллонитовой коры выветривания и свежий трапповый материал.

Цвет этих глинистых продуктов желтовато-бурый и красновато-бурый. Выше залегают зеленовато-серые глины, содержащие обломки свежих траппов и структурных бокситов, чего не наблюдается в подстилающих глинах. Таким образом, продукты переотложения каолинит-монтмориллонитовых кор выветривания существенно отличаются от более поздних продуктов переотложения латеритной коры. Поскольку бокситообразование на останцах траппового плато проходило, по всей вероятности, в поздне меловую — палеогеновую эпоху [202], можно предположить, что каолинит-монтмориллонитовая кора выветривания формировалась в раннем мелу, либо в поздней юре.

Проявление аридного выветривания (ангидрит, гипс в скв. Л-170), вероятно всего, имело место в конце палеогена, поскольку еще К. В. Боголепов [24] для описываемого региона указывал на наличие сульфатной минерализации в осадках бельской свиты (средний—поздний олигоцен).

Итак, на останцах траппового плато в позднеюрское—ранне меловое (?) время формировались каолинит-монтмориллонитовые коры выветривания, в поздне меловое—палеогеновое время здесь были развиты латеритные коры выветривания, в конце олигоцена проявлялось выветривание аридного типа, в четвертичный период имело место гидрослюдистое выветривание.

Разумеется, приведенная схема развития во времени процессов химической денудации на юго-западе Сибирской платформы является предварительной и нуждается в уточнении.

Енисейский кряж

В настоящее время на территории Енисейского кряжа установлено широкое развитие не только каолинитовых, но и латеритных, нередко бокситоносных кор выветривания (рис. 24).

Среди пород докембрия Енисейского кряжа развиты преимущественно различные сланцы, главным образом гидрослюдистые (серицитовые) и глинисто-карбонатные породы. Соответственно и коры выветривания этих пород наиболее распространены. Более редкими являются коры выветривания по амфиболитам, нефелиновым и щелочным сиенитам, гранитоидам и терригенным породам. В такой последовательности и приводится ниже их описание.

Коры выветривания серицитовых и слюдястых сланцев вскрыты на Восточно-Порожнинском участке (2)*, на Акинском (5), Митрофановском (28) и Восточном (27) рудопроявлениях бокситов и на месторождении Сухое (8). Во всех случаях они представлены линейным типом.

* Здесь и ниже в круглых скобках показан номер проявления коры выветривания на рис. 24.

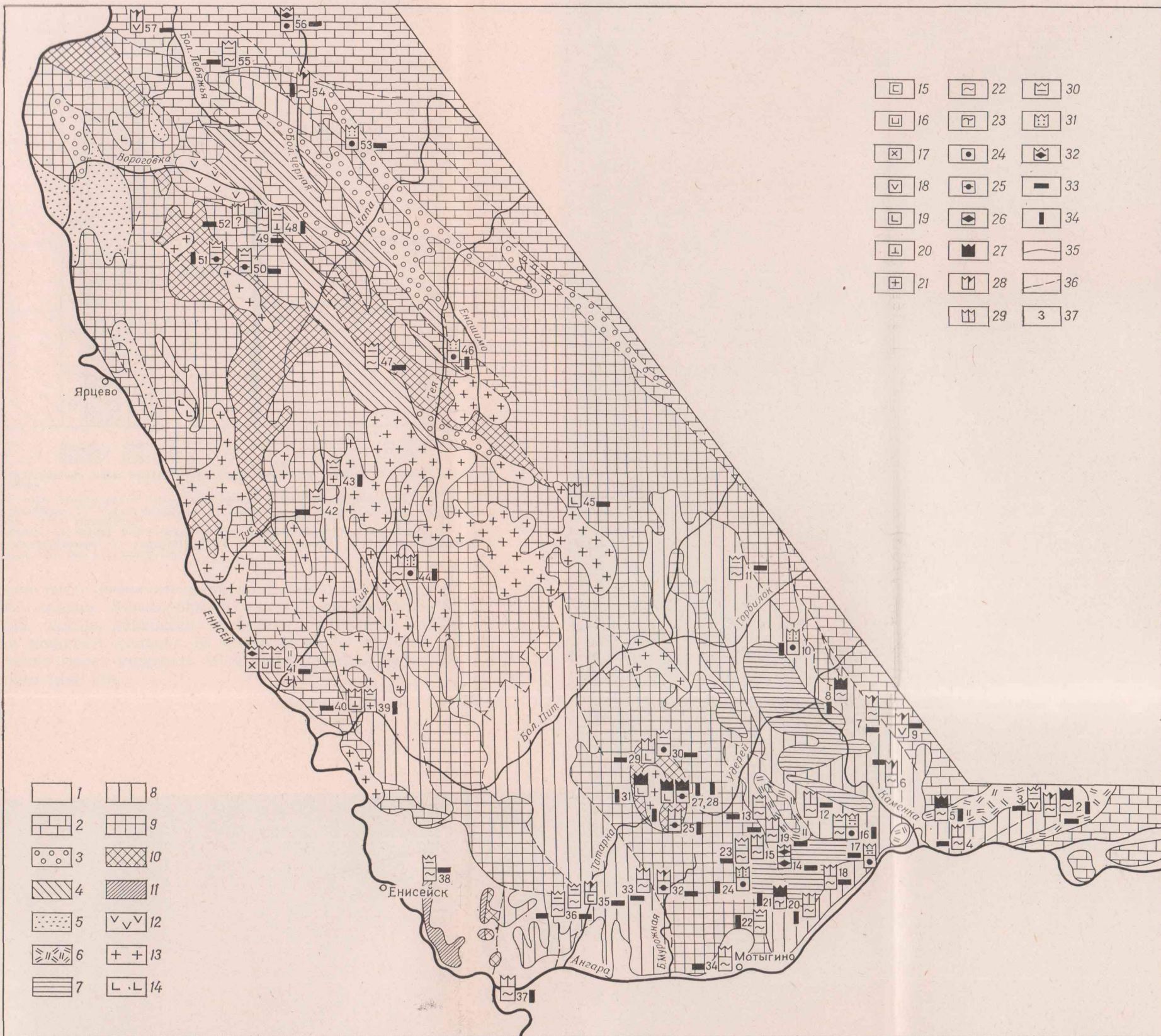


Рис. 24. Схематическая карта мезозойско-кайнозойских кор выветривания заанграской части Енисейского кряжа.

1 — мезозойско-кайнозойские образования; 2 — палеозойские отложения; 3 — верхнепротерозойские и палеозойские отложения нерасчлененные; 4—9 — осадочные серии верхнего протерозоя (4 — чингасанская, 5 — вороговская, 6 — тасеевская, 7 — ослянская, 8 — тунгусская, 9 — сухопитская); 10 — тейская серия среднего протерозоя; 11 — каландатская толща (архей); 12 — формация сибирских траппов (долериты, габбро-долериты, долерит-порфиры и дайки диабазов); 13 — Татарско-Аяхтинский и Посольненский комплексы (граниты, плагнограниты, сиениты, граносиениты, гранодиориты, биотитовые гнейсы-плагнограниты, аплиты, пегматиты и др.); 14 — Исаковский и Индыглинский комплексы (диабазы, диабазовые и андезитовые порфиры, ортоамфиболиты); 15 —

26 — субстрат (15 — сиениты нефелиновые и щелочные, 16 — ийолиты, мельтейгиты, 17 — карбонатиты, 18 — траппы, 19 — андезиты, 20 — амфиболиты, 21 — гнейсо-граниты; 22 — сланцы гидрослюдистые, хлоритовые, хлоритоидные, пиррофиллитовые, 23 — сланцы глинисто-карбонатные, 24 — песчаники, 25 — сланцы кристаллические, 26 — окисные железные руды); 27—32 — зоны коры выветривания (27 — гиббситовая, каолинит-гиббситовая, 28 — каолинитовая с гиббситом, 29 — каолинитовая, гидрослюдисто-каолинитовая, 30 — гидрослюдистая, монтмориллонитовая, 31 — кварцевые пески — маршаллиты, 32 — окисные железные руды); 33—34 — морфотип коры выветривания (33 — площадная, 34 — линейная); 35 — геологические границы; 36 — линии тектонических контактов; 37 — номер проявления кор выветривания

На Восточно-Порожнинском участке кора выветривания развита на сланцах потоскуйской свиты (PR₃pt), входящей в состав тунгусикской серии позднего протерозоя и приурочена к контакту сланцев с карбонатными породами той же свиты. В разрезе скв. 29в внизу вскрыты сланцы серые тонкослоистые,

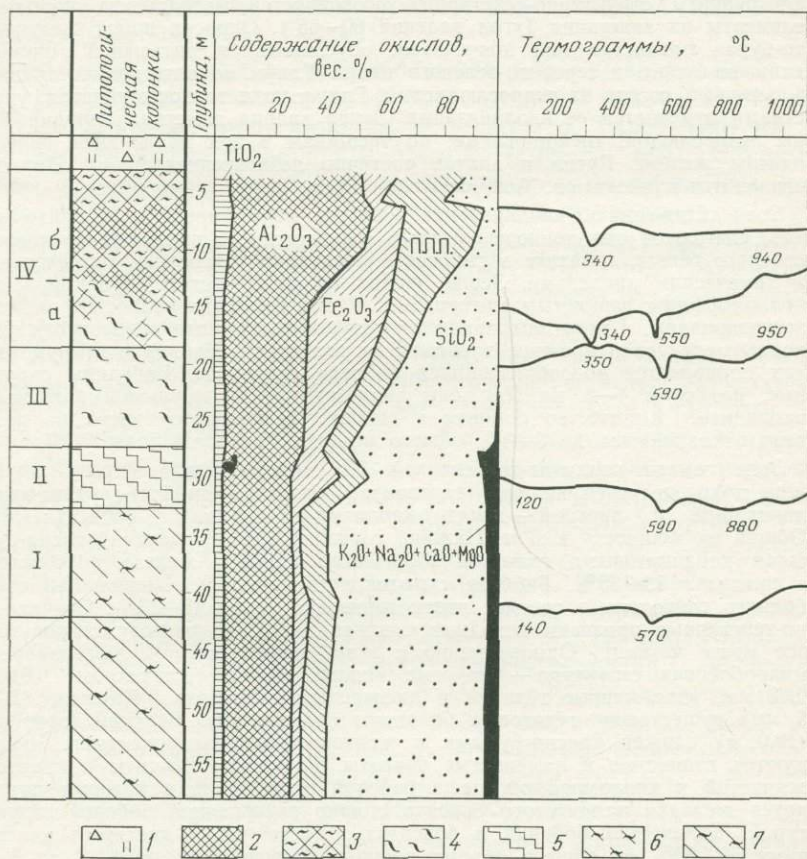


Рис. 25. Характеристика коры выветривания гидрослюдистых сланцев Восточно-Порожнинского участка.

I—IV — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — гидрослюдистая, III — гетит-гематит-каолинитовая, IV — гематит-каолинит-гипсбитовая, разделяющаяся на нижний — (а) и верхний — (б) — горизонты).
 1 — делювиальные суглинки; 2—3 — бокситы (2 — каменные, 3 — глинистые); 4—5 — глинны (4 — каолинитовые, 5 — гидрослюдистые); 6—7 — сланцы (6 — дезинтегрированные, 7 — гидрослюдистые неизмененные)

гидрослюдистые с незначительной примесью хлорита и мелкозернистого кварца. Акцессорными минералами являются циркон, рутил, анатаз, лейкоксен, турмалин, ксенотим, монацит. Вскрытая мощность сланцев 16 м. Развитая по сланцам кора выветривания имеет мощность 39 м; в ее профиле выделяются четыре зоны (рис. 25).

Зона дезинтеграции. Сланцы щебенчатые, легко разделяющиеся по плоскостям слоистости и трещиноватости. Окраска их становится участками красновато-бурой. На плоскостях слоистости точечные и прожилковидные выделения гидроокислов железа, реже каолинита. В верхней части зоны сланцы частично оглиниваются. Мощность 9,5 м.

Зона гидрослюдистая. Сланцы в этой зоне оглиниваются, но сохраняют реликты структурно-текстурных особенностей материнских пород и элементы их залегания (угол падения 60—65°). Окраска пород желтовато-бурая пятнистая или полосчатая, обусловленная ритмичной сменой вишнево-бурого и серовато-зеленого цвета. Глины во влажном состоянии пластичные, состав их гидрослюдистый. Гидрослюда тонкочешуйчатая, участками отмечается ее каолинизация. Зерна кварца заметно корродированы гидрослюдой, трещиноватые; по трещинам в них появляются гидроокислы железа. Рутил и анатаз частично лейкоксенизированы. Циркон становится мутноватым. Мощность глин 5,2 м.

Зона гётит-гематит-каолининовая. Окраска пород красно-зеленовато-бурая, слагаются они тонкочешуйчатым каолинитом, с примесью тонкорасеянного гётита, гематита и гиббсита. Последний устроен термическим и химическим анализами. Зерна кварца большей частью корродированы колломорфным глинистым материалом. Рутил и анатаз полностью лейкоксенизированы. Глины сохранили структурно-текстурные особенности исходных сланцев и прежние элементы их залегания. Наряду с этим в глинах проявляется новообразованная бобовая структура. Бобовины округлые, размером 4—6 мм, сложены гидрогётитом и небольшой примесью каолинита. Количество бобовин в глинах увеличивается вверх по разрезу от единичных до 3—5% общего объема. Мощность зоны 8,75 м.

Зона гематит-каолинит-гиббситовая. По минеральному составу пород зона подразделяется на два горизонта: нижний — гиббсит-гематит-каолининовый и верхний — гематит-каолинит-гиббситовый (бокситовый). Общая их мощность 15,6 м. Нижний горизонт (5,6 м) сложен красно-бурыми каолининовыми глинами. Количество окислов железа колеблется в пределах 19—33%. Гиббсит скрытокристаллический. Содержание свободного глинозема в средней части горизонта равно 15—17%. Структурно-текстурные признаки исходных сланцев вверх по разрезу становятся все менее четкими. Одновременно с этим отмечается новообразованная микробобовая структура — округлые микростяжения диаметром 0,01—0,02 мм, обогащенные гётитом и дисперсным гиббситом. Крупные (2—5 мм) существенно гётитовые бобовины более редки. Верхний горизонт (10,0 м) сложен красно-бурыми и желтовато-бурыми бокситами. Чередуются глинистые и каменные бокситы. Глинистые бокситы с криптозернистой и колломорфной, реже бобовой структурой, в которых находятся желваки каменитого боксита с ярко выраженной бобовой структурой. Количество бобовин в бокситах непостоянно и достигает участками 50—60% от общего объема породы. Размером их от 1—2 до 5—8 мм, форма эллипсоидная и округлая, состав — маггемит-гематитовый. Внешние контуры бобовин, как правило, нечетко отделены от основной массы. Последняя слагается гиббситом с небольшой примесью гидрослюды и каолинита. Изредка сохраняются реликты кварца, значительная часть которого замещена ферриалюмогелем или кристаллическим гиббситом.

В верхней части разреза бокситового горизонта увеличивается роль каолинита. Постепенно (вверх по разрезу) утрачивается бобовая структура. Ухудшение качества бокситов является, вероятно, результатом их позднейшей ресилификации. Бокситы перекрываются гётит-гиббсит-каолининовой глиной (0,9 м) с ярко выраженной обломочной структурой. Выше залегают делювиальные суглинки с обломками бокситов.

Химический состав пород коры выветривания приведен в табл. 29. Рассчитаны коэффициенты геохимической подвижности

элементов [136]. Общий ряд по уменьшению их миграционной способности следующий: $K > Mg > Na > Si > Ti > Al > Fe$.

Изменение состава продуктов выветривания идет в направлении выноса кремнезема, щелочных и щелочно-земельных элементов и накопления полуторных окислов железа, алюминия и окислов титана. По степени накопления элементы-гидролизаты составляют ряд: $Fe^{3+} > Al > Ti$.

Мощная и глубоко проработанная кора выветривания слюдястых сланцев развита и вдоль восточного крыла Татарского (Центрального) антиклинория от долины р. Талой (25) на юге до верховий рек Большой и Малой Пенченги (30). Современным эрозионным срезом вскрыты различные горизонты коры выветривания — от гидрослюдистых глин (с реликтами структурно-текстурных особенностей исходных пород) до гётит-гиббитовых пород (латеритных бокситов). Последние сохранились, в частности, на Митрофановском и Восточном рудопроявлениях и Долгожданном (26) месторождении бокситов.

Митрофановское рудопроявление (28) расположено на довольно ровном водоразделе. Абсолютные отметки поверхности 520—540 м. Участок сложен дислоцированными сланцами пенченгинской свиты (PR_{2p}). Среди сланцев отмечаются прослои и линзы кварцитовидных песчаников и жилы белого низкотемпературного кварца. Породообразующими минералами сланцев являются биотит (40—80%), серицит (30—60%), хлорит (20—40%), кварц (10—30%), в некоторых прослоях присутствует альбит (до 10—25%) и роговая обманка. Из аксессуарных минералов наиболее распространены рутил, циркон, турмалин, ильменит, апатит, гранат, сфен. Структура сланцевых пород лепидобластовая, участками гранолепидобластовая; песчаники, как правило, имеют конформную структуру. Слоистость сланцев обусловлена чередованием прослоев, обогащенных либо слюдами, либо кварцем, реже — аксессуарными минералами. Довольно четко прослеживается приуроченность коры выветривания к зоне тектонически раздробленных пород [51].

Вскрытая в скв. 147 часть профиля коры выветривания (рис. 26) имеет следующее строение (снизу вверх).

Зона гётит-каолинитовая сложена светлыми сиренево-розовато-бурыми глинами с включениями реликтового кварца в виде отдельных зерен от алевритовой до гравийной размерности или гнезд угловатой формы и прожилков. В глинах хорошо сохранились реликты сланцеватости и слоистости выветриваемых пород и наряду с ними наблюдаются начальные стадии образования темно-бурых гиббсит-гётитовых бобовин округлой неправильной формы, размерами 2—4 мм. Бобовины распределены неравномерно — от единичных до 10—20% объема породы, в целом их количество увеличивается вверх по разрезу. Состав глин существенно каолинитовый, с примесью гётита, гиббсита, реликтовой гидрослюды, гидрохлорита и аксессуариев (циркона, рутила, лейкоксенизированного ильменита). Тонкощупчатый каолинит образует с гётитом смешанные агрегаты, иногда в виде псевдоморфоз по слюдам (гидрослюдам) и альбиту. Химический состав глин характеризуется почти полным отсутствием

Изменение химического состава гидрослюдистых сланцев при выветривании в знаменателе — г/см³)

Глубина взятия проб, м	Зона выветривания	Горизонт	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
3,5	Гётит-гематит-каолинит-гипсбитовая	Верхний	1,65	12,45 0,205	2,23 0,037	48,53 0,800	11,78 0,194
5,5			1,61	18,72 0,301	2,27 0,036	50,39 0,811	4,46 0,071
6,1			1,79	5,45 0,098	2,65 0,047	52,08 0,942	11,72 0,198
10,0			1,82	9,98 0,182	2,32 0,042	48,73 0,886	13,12 0,238
15,0		Нижний (б)	1,98	25,37 0,502	1,50 0,030	29,69 0,588	29,63 0,586
20,0		Гётит-гематит-каолинитовая	1,82	33,45 0,609	2,07 0,038	28,28 0,515	23,04 0,419
25,0			1,84	33,41 0,615	2,04 0,037	28,29 0,520	23,00 0,423
27,5		Гидрослюдистая	1,83	47,00 0,860	1,43 0,026	28,50 0,521	5,90 0,108
30,0	0,86		41,00 0,762	0,98 0,018	24,14 0,449	17,57 0,327	
32,8	Дезинтеграции	1,98	55,69 1,103	1,29 0,026	25,59 0,506	3,13 0,061	
39,0		1,97	55,92 1,102	1,43 0,028	26,41 0,520	2,04 0,040	
41,0		1,94	55,37 1,074	1,44 0,028	25,79 0,500	5,10 0,099	
51,0	Неизменная порода (а)	2,11	56,30 1,188	1,56 0,033	25,86 0,546	2,23 0,047	
Коэффициент геохимической подвижности а/б				2,36	1,1	0,93	0,80

(участок Восточно-Порожнинский, скв. 29-в) (в числителе — вес. %,

FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ	Al ₂ O ₃ свободн.
$\frac{0,20}{0,003}$	$\frac{0,33}{0,005}$	$\frac{0,16}{0,002}$	$\frac{0,04}{0,0006}$	$\frac{0,17}{0,003}$	24,37	100,26	38,51
$\frac{0,14}{0,002}$	Сл.	$\frac{0,08}{0,001}$	$\frac{0,01}{0,0002}$	$\frac{0,13}{0,002}$	23,44	99,64	36,34
Сл.	$\frac{0,07}{0,001}$	$\frac{0,63}{0,011}$	$\frac{0,01}{0,0002}$	$\frac{0,06}{0,001}$	27,29	99,96	47,68
$\frac{0,14}{0,002}$	Сл.	$\frac{0,09}{0,001}$	$\frac{0,02}{0,0003}$	$\frac{0,08}{0,001}$	24,82	99,30	41,82
$\frac{0,14}{0,003}$	Сл.	$\frac{0,10}{0,002}$	$\frac{0,04}{0,0008}$	$\frac{0,26}{0,005}$	12,85	99,58	15,17
$\frac{0,14}{0,002}$	Сл.	$\frac{0,08}{0,001}$	$\frac{0,03}{0,0005}$	$\frac{0,30}{0,005}$	11,87	99,26	5,99
$\frac{0,15}{0,003}$	Сл.	$\frac{0,07}{0,001}$	$\frac{0,03}{0,0005}$	$\frac{0,29}{0,005}$	11,96	99,24	6,13
$\frac{0,41}{0,007}$	$\frac{0,18}{0,004}$	$\frac{1,72}{0,030}$	$\frac{0,05}{0,0010}$	$\frac{5,36}{0,098}$	8,89	99,44	2,42
$\frac{0,14}{0,003}$	$\frac{0,13}{0,003}$	$\frac{1,38}{0,034}$	$\frac{0,04}{0,0010}$	$\frac{4,85}{0,089}$	9,37	99,60	2,96
$\frac{0,56}{0,011}$	$\frac{0,03}{0,001}$	$\frac{0,55}{0,011}$	$\frac{0,08}{0,0016}$	$\frac{2,71}{0,053}$	9,71	99,34	1,21
$\frac{0,29}{0,006}$	$\frac{0,13}{0,002}$	$\frac{0,78}{0,015}$	$\frac{0,05}{0,0010}$	$\frac{2,50}{0,049}$	9,56	99,11	1,53
$\frac{0,36}{0,007}$	$\frac{0,12}{0,002}$	$\frac{0,74}{0,014}$	$\frac{0,05}{0,0010}$	$\frac{2,46}{0,048}$	9,07	100,50	1,02
$\frac{0,42}{0,009}$	$\frac{0,13}{0,003}$	$\frac{0,52}{0,011}$	$\frac{0,09}{0,0020}$	$\frac{2,75}{0,058}$	9,52	99,38	0,89
3,0	—	5,50	2,50	11,60			

щелочных и щелочно-земельных элементов (в сумме они составляют 0,25—1%) и довольно высоким содержанием кремнезема; последнее обусловлено значительным количеством реликтового кварца. Мощность глин 7,9 м.

Зона каолинит-гематит-гипсбитовая представлена различными железистыми бокситами — каменистыми, рыхлыми и глинистыми, многократно чередующимися между собой.

Химический состав продуктов выветривания кварцево-двуслюдяных сланцев

Глубина взятия пробы, м	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
15	Гётит-каолинитовая (верхняя)	51,02	4,80	20,40	14,47	0,20	0,10
17,5		51,12	5,38	14,87	20,08	0,50	0,14
19,0		35,55	3,25	24,23	25,56	0,21	0,07
20,30	Каолинит-гематит-гипсбитовая	11,45	4,30	37,16	28,39	0,60	0,03
23,0		17,34	3,71	34,72	27,33	0,48	0,07
24,8		11,78	3,56	41,90	26,47	0,34	0,03
26,1		14,72	3,80	32,70	31,00	0,60	0,04
30,0		9,25	4,00	42,60	27,61	0,63	0,03
32,0		4,38	4,11	42,13	30,71	0,17	0,03
35,0		6,48	3,94	44,40	26,96	0,10	0,08
38,0		17,86	3,87	30,70	28,80	0,58	0,10
41,0		12,80	3,91	34,15	31,30	0,20	0,07
42,0		16,70	4,01	32,15	27,95	0,41	0,08
		19,30	4,12	30,04	29,30	0,12	0,15
43,5	Гётит-каолинитовая (нижняя)	35,65	3,30	29,94	20,06	0,21	0,10
50,0		42,92	1,93	24,81	14,58	3,06	0,06

Каменистые бокситы красно-бурые, плотные. Структура их обломочно-бобовая с реликтами алеврито-псаммитовой (последняя обусловлена реликтовыми зернами кварца размерами от 0,01 до 0,4 мм, единичные зерна до 3 мм). Бобовины составляют 40—50% объема породы, размеры их 2—5 мм. В верхних частях профиля выветривания увеличивается и содержание бобовин (до 70—80%), и размеры их (до 15 мм). Окраска бобовин от коричневато-бурой до черно-бурой. Сложены они гематитом, гётитом, гипсбитом, ферриалюмогелем, вверху, кроме того, в них присутствуют корунд и маггемит. Вмещающая бобовины масса бокситов имеет сложную структуру — колломорфную, микробобовую, мелкокристаллическую. Значительное количество кварца в породах субстрата и сохранение его реликтов в бокситах обуславливает высокие содержания кремнезема в химическом составе продуктов выветривания, хотя алюмосиликатные минералы почти нацело разложены.

Рыхлые бокситы красно-бурые, содержат большое количество стяжений каменистого боксита. Порода очень неоднородна по структуре: перемежаются участки с реликтами пелитоморфно-алевритовой структуры, новообразованной бобовой, с реликтовой слоисто-сланцеватой. Переходы между этими литологически различными участками нерезкие. Минеральный состав рыхлых бокситов отличается от состава плотных каменистых разностей отсутствием корунда и большим содержанием каолинита.

Глинистые разновидности бокситов приурочены чаще к нижним частям зоны. В них отчетливо сохраняются структурно-текстурные особенности исходных сланцев и заметно проявляется новообразованная бобовая структура. Сложены они преимущественно каолинитом, гётитом и гиббситом, со значительными количествами реликтового кварца (до 15—20%). Тонкочешуйчатый каолинит образует псевдоморфозы по слодам, реже по альбиту исходных сланцев. Кварц интенсивно корродируется

Таблица 30

(PR₂pp) по скв. 147 Митрофановского участка, вес. %

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Σ	Al ₂ O ₃ свободн.
0,20	0,81	Сл.	0,01	0,21	0,89	6,40	99,51	3,40
0,29	0,63	Сл.	0,03	0,11	0,82	5,75	99,72	4,48
0,22	0,26	Сл.	0,04	0,11	1,21	9,20	99,91	6,78
Н. о.	0,48	Сл.	0,04	0,27	0,27	17,60	100,59	28,10
Н. о.	0,24	Сл.	0,03	0,17	0,94	15,01	100,04	30,01
Н. о.	0,14	Сл.	0,04	0,12	0,38	16,02	100,78	35,80
Н. о.	0,24	Сл.	0,08	0,15	0,88	15,90	100,11	30,10
Н. о.	0,10	Сл.	0,04	0,13	0,44	15,10	99,93	37,40
0,01	0,08	Сл.	0,01	0,10	0,94	16,94	99,61	36,17
Н. о.	0,12	Сл.	0,03	0,18	0,89	16,10	99,28	38,84
0,03	0,14	Сл.	0,01	0,21	0,91	16,31	99,52	28,71
0,03	0,10	Сл.	0,01	0,08	0,86	16,20	99,71	29,12
0,01	0,01	Сл.	0,01	0,17	0,79	17,10	99,39	24,30
0,10	0,08	Сл.	0,01	0,20	0,81	15,80	100,03	22,15
0,07	0,16	Сл.	0,02	0,06	0,30	10,80	100,67	6,80
0,15	0,42	0,38	0,04	0,01	1,00	10,52	99,88	4,82

каолинитом; по трещинам в нем развиваются коричневатобурые гидрокислы железа и желтоватобурый ферриалюмогель. Мощность зоны 23,4 м.

Зона розовато- и желтоватобурых, алеврито-песчаных гётит-каолинитовых глин. Они несут более отчетливые реликты сланцеватости и слоистости и более редкие новообразования бобовой структуры, по сравнению с глинами нижней части профиля. Элементы ориентировки слоистости в верхней части профиля совпадают с элементами залегания сланцев (углы падения тех и других равны 30—35°), что позволяет считать эти глины остаточной корой выветривания. Более глубокое выветривание нижежащих пород (до бокситов), очевидно, связано с линейным характером выветривания по моноклинально залегающим породам [51]. Мощность глин 7,5 м.

Кора выветривания перекрывается делювием кристаллических сланцев, амфиболитов, кварцитовидных песчаников.

Химический состав продуктов выветривания приведен в табл. 30. Здесь, судя по содержанию компонентов, в породах накапливаются Al, Fe³⁺ и P, а щелочи, щелочно-земельные элементы и кремний интенсивно выносятся.

На месторождении бокситов Сухое (8) скв. 308 вскрыта латеритная кора выветривания гидрослюдистых сланцев потоскуйской свиты в борту карстовой депрессии, расположенной в зоне контакта их с карбонатными породами. Вскрытый разрез по своему строению подобен профилю выветривания Восточно-По-

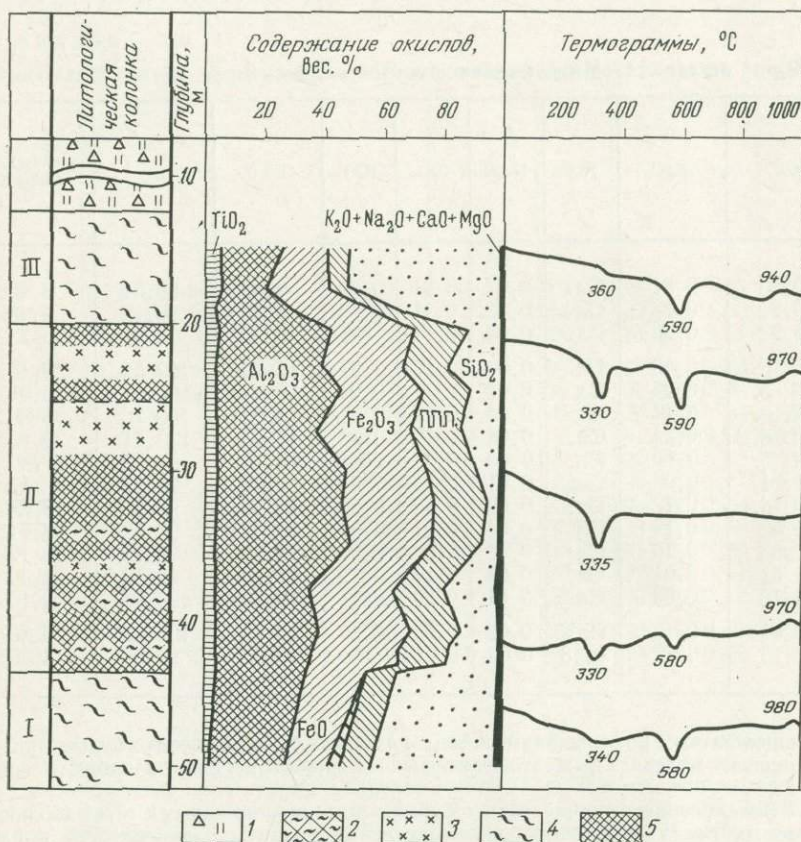


Рис. 26. Характеристики части профиля коры выветривания кварц-сланцев Митрофановского проявления.
 1—III — зоны коры выветривания (I — гётит-каолинитовая, II — каолинит-гематит-гипсбитовая, III — гётит-каолинитовая).
 1 — делювиальные суглинки и супеси; 5, 2, 3 — бокситы (5 — каменные, 2 — глинистые, 3 — рыхлые); 4 — глины каолинитовые

рожнинского участка, но имеет меньшую мощность (22 м), и здесь не рассматривается.

Кора выветривания по хлоритоидно-гидрослюдистым и хлоритоидно-серицитовым сланцам развита на Верхне-Киргитейском (23) месторождении. Во вскрытых скважинами разрезах отсутствует полный профиль выветривания. В его кровле залегают гидрослюдистые и каолинитовые глины, нередко с гипсби-

том. Сланцы слагаются тонкочешуйчатой бесцветной гидрослюдой или серицитом и хлоритоидом, содержание которого может достигать 40%. Хлоритоид образует мелкие прозрачные или светло-зеленоватые шестоватые кристаллы. Вместе с гидрослюдой и серицитом присутствуют пиррофиллит, хлорит и, как правило, тонкозернистый кварц. Химический состав хлоритоидно-гидрослюдистых сланцев в весовых процентах (среднее из семи анализов) следующий: SiO_2 58,7; TiO_2 1,27; Al_2O_3 21,54; Fe_2O_3 2,09; FeO 6,24; MnO 0,05; CaO 0,27; MgO 1,16; Na_2O 0,50; K_2O 3,35; P_2O_5 0,08; п. п. п. 4,69.

В зоне дезинтеграции сланцы мало изменены. На зернах хлоритоида образуется тонкая буроватая пленка тонкодисперсных гидроокислов железа. Выше по разрезу количество гидроокислов железа по хлоритоиду увеличивается. Они образуют железистые рубашки, проникают в микро-трещинки минералов, образуя сетку, в ячейках которой еще сохраняется свежий хлоритоид. Сланцы приобретают пятнистую окраску от неравномерного распределения гидроокислов железа. Мощность 2—10 м, по данным М. С. Каштанова [89] до 20 м.

В зоне гидрослюдистых глин хлоритоид полностью замещен пелитоморфными гидроокислами железа, или колломорфным железисто-глинистым веществом. Сланцы оглинены, но сохраняют структуру исходных пород. Мощность от нескольких до 15 м.

В зоне каолинистых глин по хлоритоиду развиты каолинит и гидроокислы железа, наряду с которыми сохраняется реликтовая гидрослюда. В гиббсит-каолинистых глинах соответственно образуются каолинит, гидроокислы железа, гиббсит.

В двух последних зонах при выветривании кварцсодержащих хлоритоидных сланцев отмечается выделение по хлоритоиду совместно с глинистыми минералами мелких зерен вторичного кварца. Степень изменения хлоритоида в тонкослоистых породах резко меняется. Можно наблюдать чередование микропрослоев с полностью измененным хлоритоидом с микропрослоями, где хлоритоид несет незначительные следы окисления. Разрушение хлоритоида в разновидностях пород, обогащенных углистым веществом и пиритом, начинается лишь после окисления пирита, когда значительная часть имеющейся гидрослюды оказывается каолинизированной.

В каолинит-гиббситовой зоне хлоритоид замещен гиббситом, гётитом, гидрослюдистая часть породы — гиббситом, каолинитом. Образующийся боксит интенсивно ожежен. В табл. 31 приведен химический состав пород коры выветривания для нижних зон профиля по М. С. Каштанову.

В верхней зоне отмечается концентрация окислов алюминия и железа, вынос кремния, щелочных и щелочно-земельных элементов. Содержание гиббсита в отдельных прослоях достигает 6%.

Каолинистая кора выветривания по сланцам потоскуйской свиты известна, кроме того, на месторождениях бокситов Порожнинском (1), Верхотуровском (18), и на рудопоявлениях Лунчинском (4), Каталаинском (7), Невшокинском (12), Гремячинском (20), Таловском (25), Велидинском (6). В районе Порожнинского месторождения мощность коры выветривания достигает 152 м. Выветрелые трещиноватые гидрослюдистого состава, частично каолинизированные сланцы вверх по разрезу переходят в светло-серые гидрослюдисто-каолинистые и каолинистые глины (4,8—40 м). Они сменяются пестроокрашенными

бурыми каолининовыми глинами (8,5—80,0 м). Для всего разреза глин характерна реликтовая текстура сланцев. Не менее широко распространена кора выветривания на водораздельных участках.

Изменение химического состава хлоритоидно-глинистых сланцев при их вы-

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Гиббсит-каолининовая глина	32,42	1,10	29,78	23,63	0,20
Гидрослюдистая глина	54,17	0,22	22,60	11,39	0,50
Хлоритоидно-глинистый сланец	53,64	—	23,59	12,41	0,68

Выветривание сланцев до каолининовых глин установлено на многочисленных коропроявлениях — Усовском (14), Дашкинском (19), Рыбинском (34), Разгарнинском (37), Зыряновском (38), Тисском (42), Таганском (44), Верхне-Вороговском (49), Захребетном (52), на водоразделах Петрищевой — Большой Мурожной (33), Большой Дашки — Большого Киргитя (15).

В приустьевой части Ангары, на территории Усть-Ангарского района (36), структурный элювий каолинит-гидрослюдистого типа на сланцах докембрия развит на водоразделах мелких притоков р. Ангары. Мощность элювия 5—25 м. Юго-западнее этих участков коры выветривания перекрываются буровато-серыми глинами неогена.

У подножья хр. Покровского (16) на серых частично оглиненных сланцах киргитейской свиты (PF₃kg) залегают железистые гидрослюдистые глины (0,9 м), перекрытые пестроцветными каолинит-гидрослюдистыми (3,3 м). Для всего разреза характерно сохранение реликтовой текстуры подстилающих сланцев. В кровле глин присутствует незначительная примесь свободного глинозема. Химический состав их следующий (в вес %): SiO₂ 43,56; TiO₂ 1,3—1,5; Al₂O₃ 23,31; Fe₂O₃ 1,5—13,5; K₂O 5,5—7,3; Na₂O 0,5—0,8; п. п. п. 4,8—5,3; Al₂O₃ своб. 1,2—2,4.

Гидрослюдистые глины с реликтами структурно-текстурных особенностей сланцев известны на коропроявлениях Мало-Качендинском (11), Нижне-Киргитейском (22), Ильинском (29), Нурминском (47), Вороговском (50), Кутукасском (51), Лиственном (54), Кривляковском (55), на водоразделе рек Удоронги и Прямой (13).

Коры выветривания карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных пород также широко представлены, однако полный профиль выветривания известен лишь на Конченгинском (21) рудопроявлении бокситов. Здесь, в тектонически ослабленной зоне

образована линейная кора выветривания по известково-глинистым сланцам и известнякам (глинистым) киргитейской свиты (PR₃kg). Кальцит в них тонкозернистый и пелитоморфный. Тонкочешуйчатая гидрослюда образует волокнистые агрегаты.

Таблица 31

ветривании по М. С. Каштанову [91], вес. %

MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	Σ
0,98	0,12	0,23	0,68	0,52	0,36	—	8,98	99,00
0,08	0,61	0,07	2,55	2,03	0,15	0,06	5,20	99,63
—	0,40	0,40	3,14	1,91	0,21	0,03	4,34	100,75

В составе глинистого вещества отмечаются примесь хлорита, чешуйки гидратированного мусковита и биотита. Алевритовый материал представлен кварцем, присутствуют редкие зерна циркона и лейкоксена. В профиле коры выветривания по скв. 325 выделяются три зоны (рис. 27).

Зона дезинтеграции и начального выщелачивания сложена дрсевой слабо выветрелых глинистых известняков и известково-глинистых сланцев, скрепленных буровато-серой гидрослюдистой, участками монтмориллонит-гидрослюдистой глиной. Вскрытая мощность 0,5—10,0 м, в разрезе скв. 325 около 1 м.

Зона каолинит-гидрослюдистых и гидрослюдисто-каолининовых глин характеризуется хорошо сохранившейся сланцеватой текстурой исходных пород, которая подчеркивается расположением чешуек гидрослюда, распределением гидроокислов железа, зерен кварца и послойным обогащением пород каолинитом. К кровле разреза реликтовая текстура исчезает. Содержание гидроокислов железа и каолинита увеличивается вверх по разрезу, и глины вверху приобретают гётит-каолининовый состав. Разделить эту часть разреза на зону существенно гидрослюдистых и зону каолининовых глин невозможно ввиду неравномерного выветривания тектонически раздробленных пород. Мощность зоны гидрослюдистых и каолининовых глин в участках, сохранившихся от размыва, достигает 23,0 м (в скв. 325 — 9 м).

Зона гиббситовая — представлена бокситами, которые в виде узкой полосы прослеживаются по направлению зоны дробления пород. Бокситы каменные, как правило, бобовые, трещиноватые. Трещины выполнены бокситовым материалом, состоящим из скоплений бобовин и обломков каменных бокситов. Окраска розовая, кремовая. Бобовины преимущественно темно-бурые железистые, в меньшем количестве белые гиббситовые. Основная масса бокситов представлена дисперсным, коллоидной структуры гиббситом, с многочисленными мелкокристаллическими его выделениями. В безбобовых разностях хорошо видны реликты брекчиевой структуры исходных пород. В основании зоны участками находятся глинистый боксит или бокситовые глины. Мощность зоны в приведенном разрезе 5 м.

Бокситы перекрыты каолинит-гидрослюдистыми делювиальными глинами.

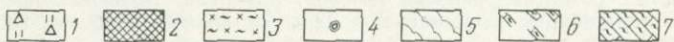
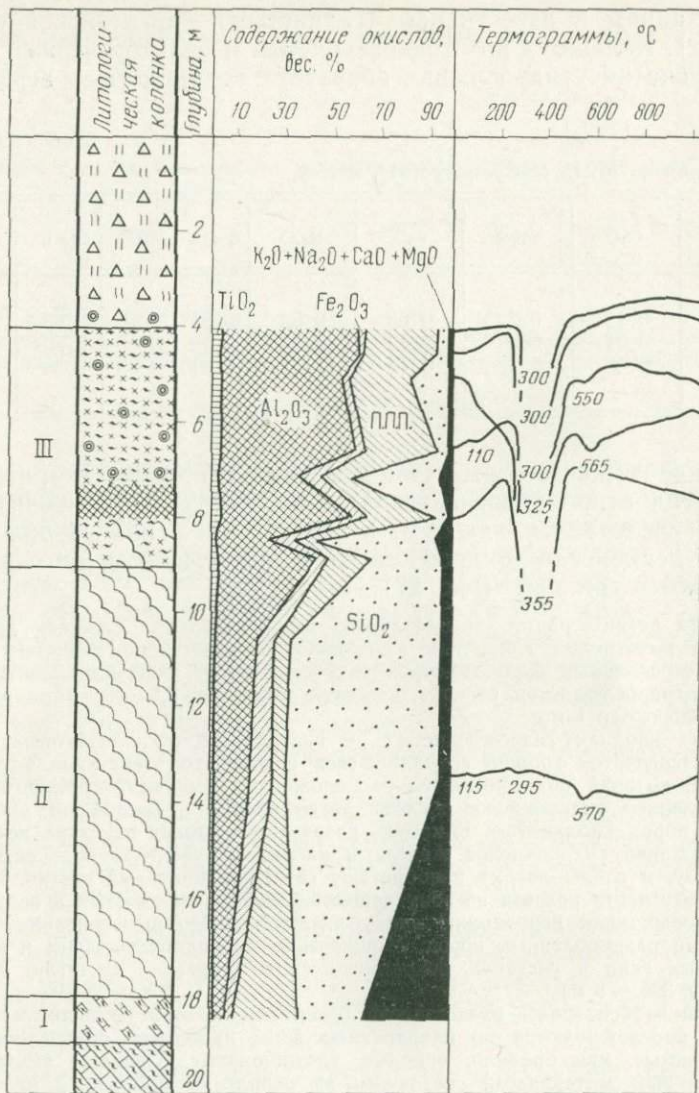


Рис. 27. Характеристика коры выветривания карбонатно-глинистых пород Конченгинского проявления.

I—III — зоны коры выветривания (I — дезинтеграции, II — каолинит-гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолинитовая, III — гиббситовая).

1 — делювиальные суглинки; 2—3 — боксит (2 — каменистый, 3 — рыхлый глинистый); 4 — обломки боксита; 5 — гидрослюдисто-каолинитовые, участками гидрослюдистые глины; 6 — дезинтегрированные породы; 7 — карбонатно-глинистые породы

Химический состав продуктов выветривания по зонам приведен в табл. 32. Вверх по разрезу наблюдается уменьшение количества кремнезема, щелочных и щелочно-земельных элементов и рост содержания полуторных окислов железа и алюминия, окиси титана. Коэффициенты относительной геохимической подвижности основных элементов рассчитывались по весовым процентам по формуле М. В. Поповой [159]. В результате получен следующий ряд относительной геохимической подвижности элементов: $Ca > K > Mg > Si > Fe > Al > Ti$. Вынос кальция начинается в зоне дезинтеграции известняков при растворении карбонатов.

Неполные профили коры выветривания по глинисто-карбонатным породам описаны на месторождениях карстовых бокситов. На Иркинеевском выступе кора выветривания на глинистых известняках свиты карточки (PR₃kr) представлена пестроцветными каолинит-гидрослюдистыми глинами с примесью гидроокислов Fe. Если исходные породы содержат значительное количество кварца, то элювиальные глины соответственно кварц-гидрослюдистые или кварц-каолинит-гидрослюдистые.

Кора выветривания амфиболитов. Впервые полный разрез коры выветривания на амфиболитах был установлен М. А. Амосовым в 1959 г. на Татарском месторождении, на рудном теле № 9 (31). По своему характеру оно представляет собой, вероятно, карман латеритной коры выветривания, сохранившейся от пострудной денудации, и состоящей из одной сложно построенной залежи, круто наклоненной и уходящей в амфиболиты (рис. 28). Здесь характерны постепенные переходы от амфиболитов к бокситам и зональное строение рудного тела. Свежие амфиболиты сменяются выветрелыми, последние переходят в глины с хорошо сохранившейся реликтовой структурой амфиболитов, которые сменяются, в свою очередь, бокситами. От амфиболитов к бокситам постепенно возрастает содержание глинозема, окислов титана и железа, снижается количество кремнезема, окиси кальция и щелочей. Здесь же шурфом № 991 вскрыты структурные глины по амфиболитам, содержащие гнезда боксита. Ниже приводятся результаты опробования коры выветривания в шурфе по данным М. А. Амосова (табл. 33).

Детальное минералогическое описание коры выветривания амфиболитов на Татарском (31) и Долгожданном (26) месторождениях бокситов выполнено Е. Т. Бобровым [21]. В профиле выветривания (по скв. 241 Татарского м-ния) автор выделяет три зоны: дезинтеграции (30 м), каолинит-монтмориллонитовую (20 м), гётит-каолинитовую со свободным глиноземом (10 м).

Верхняя зона сложена бурыми, оранжевыми и красными глинами со слабыми реликтами структуры амфиболитов. Глины слагаются тонкозернистым каолинитом, гётитом, гидрогётитом.

Близкий профиль коры выветривания амфиболитов для этого же района по р. Сулакше (45) описан М. С. Каштановым [89]. Аналогичные разрезы коры выветривания амфиболитов имеются на Подгольном, Мурлином, Сохатином и Березовском месторождениях.

Изменение химического состава глинисто-карбонатных пород при выветрива-

Зона	Порода	№ скв.	SiO ₂	TiO ₂
Гиббситовая	Бобовый каменистый боксит	325	4,60	4,64
	Глинистый боксит	325	16,35	3,70
	Гидрослюдисто-гиббсит-каолинитовые глины	324	33,42	3,34
Каолинит-гидрослюдистая и гидрослюдисто-каолинитовых глин	Каолинит-гидрослюдистые глины	325	50,55	1,20
		324	40,52	1,42
		325	65,02	0,88
		324	64,22	0,60
Дезинтеграции	Монтмориллонит-гидрослюдистая глина	324	62,15	1,06
	Дезинтегрированный глинистый известняк	325	27,00	0,31
Коэффициент относительной геохимической подвижности			34,40	—

Кора выветривания траппов описана в зоне сочленения Енисейского кряжа с Сибирской платформой в верховьях р. Енды (9). Здесь в коре выделяются четыре зоны [21].

Зона дезинтеграции представлена темно-зелеными траппами, сложеными полевыми шпатами, роговыми обманками, пироксенами, оливином. Наблюдается интенсивная хлоритизация по трещинам и по краям зерен пироксенов и роговых обманок. Полевые шпаты частично каолинизированы и серицитизированы, оливин замещается идингситом и гематитом. Мощность зоны 5—10 м. Химический состав пород следующий (вес. %): SiO₂ 45,41; TiO₂ 2,50; Al₂O₃ 14,85; Fe₂O₃ 12,19; FeO 8,04; MnO 0,18; MgO 2,01; CaO 6,51; CO₂ 0,03; H₂O⁺ 5,41; H₂O⁻ 3,31.

Зона каолинит-гидрохлорит-монтмориллонитовая слагается зеленовато-серыми гидрохлорит-монтмориллонитовыми глинами с каолинитом. Глина содержит халцедон-лимонитовые натечные образования и редкие стяжения кальцита. Мощность зоны 20—60 м.

Зона гидрогематит-каолинитовая представлена малиновыми, бурыми и вишневыми глинами каолинитового состава. Первичная структура породы сохранилась очень слабо. Мощность зоны 10—40 м.

Зона гидрогематит-каолинитовая с гиббситом слагается кирпично-красными каолинитовыми сильно железистыми глинами. Для этой зоны ха-

рактерно формирование микробобовой структуры — сгустков гётита и гидрогематита округлой формы размерами 0,01 мм. Термическим анализом в составе этих глин определена незначительная примесь гиббсита. Мощность зоны 2—5 м.

Химический состав конечных продуктов выветривания траппов (вес. %): SiO₂ 35,70; TiO₂ 4,90; Al₂O₃ 30,08; Fe₂O₃ 13,47;

Таблица 32

нии (Конченгинское рудопроявление), вес. %

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Σ
54,85	4,50	0,50	0,07	0,45	0,03	0,27	0,09	0,03	30,00	100,03
50,20	2,25	0,50	0,40	0,45	0,01	0,13	0,39	0,04	25,66	100,08
38,00	5,90	0,50	0,21	1,30	0,02	0,19	2,76	0,08	15,13	100,86
22,77	10,07	0,43	0,85	1,33	0,01	0,17	3,49	0,26	8,28	99,41
29,27	10,35	0,50	0,14	1,90	0,02	0,36	4,40	0,07	10,60	99,55
15,40	8,20	0,50	0,28	1,45	0,23	0,29	2,54	0,08	5,83	100,70
17,01	7,00	0,50	0,33	1,02	0,09	0,13	2,94	0,06	6,10	100,00
17,43	6,59	0,28	1,99	0,82	0,08	0,10	3,13	0,09	6,06	99,78
5,24	2,86	0,35	33,50	1,23	0,03	Н. о.	1,93	0,04	27,85	100,34
1,33	11,40	—	199,60	36,40	—	—	115,00	—	—	—

FeO 1,99; Mn, CaO, MgO не обнаружены; CO₂ 0,08; H₂O⁺ 12,10; H₂O⁻ 1,64. Вверх по профилю происходит вынос окислов алюминия и железа. Сходное строение имеет кора выветривания по долеритам на северном окончании Енисейского кряжа (Глотихинский участок, 57), описанная в 1970 г. Г. К. Пасашниковой. Она относит описанный профиль к латеритному с частично сохранившейся зоной конечного гидролиза.

В бассейне р. Нижняя Теря (3) кора выветривания траппов представлена гидрохлорит-монтмориллонитовыми, реже монтмориллонит-каолинитовыми глинами с незначительной примесью гиббсита.

На северо-западном борту Мало-Мурожнинской котловины вскрыта кора выветривания (32) по рассланцованным эффузивам основного состава и их туфам, входящим в состав кординской свиты (PR₃kd). Темноцветные минералы (амфиболы, биотит) хлоритизируются и частично переходят в монтмориллонит. Выше происходит полное оглинивание пород. Они характери-

зуются хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистым составом (50 м) и вверх по разрезу сменяются структурными каолинитовыми глинами (45 м). Среди элювия сохранились отдельные прослой слабо выветрелых пород. В кровле каолинитовых глин отмечается свободный глинозем (до 1,29%). Химический состав

Таблица 33

Химический состав структурных глин и бокситов, вскрытых шурфом № 991, вес. %

Интервал опробова- ния, м	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П.п.п.	Крем- ниевый модуль
0,8—2,3	Боксит	11,83	43,98	14,86	4,56	23,00	3,7
3,5—5,0	Структурная глина	37,20	37,62	6,00	2,98	15,40	1,0
4,6—4,7	Боксит	14,22	46,90	10,20	4,0	23,30	3,3
5,0—6,2	Структурная глина	34,65	38,18	5,80	3,42	16,00	1,1
5,0—6,2	Боксит	10,92	46,61	8,68	4,63	25,50	4,5
6,2—7,4	Структурная глина	36,70	30,87	8,22	2,64	14,50	0,8
6,2—7,4	Боксит	17,90	46,20	10,40	4,10	19,90	2,6

каолинитовых глин (вес. %): SiO₂ 40,21; TiO₂ 3,15; Al₂O₃ 30,13; Fe₂O₃ 11,54; FeO 0,25; MnO 0,04; CaO 0,14; MgO нет; K₂O нет; P₂O₅ 0,22; H₂O 0,91; п. п. п. 12,89.

Кора выветривания преимущественно гидрослюдистого состава установлена на основных вулканогенных породах в бассейне руч. Рябинного (40) и на андезитовых порфиридах в верховьях р. Оленьей (48).

Коры выветривания щелочных пород детально изучены Г. В. Писемским и др. [153] на Кийском массиве (39) нефелиновых сиенитов.

Кора выветривания ультраосновных пород (ийолит-мельтейгитового ряда). Ийолиты и мельтейгиты относятся к группе щелочных габброидных пород и состоят преимущественно из пироксена, нефелина и биотита. Преобладающий в породе пироксен представлен эгирином, эгирин-авгитом, диопсидом.

В коре выветривания выделяются зоны гидратации, выщелачивания, гидролиза.

Продукты верхней зоны развиты слабо. Они представлены сильно железистыми глинами, сохраняющими на отдельных участках структуру первичных пород. Пироксены целиком замещены бейделлитом, монтмориллонитом, галлуазитом и красно-бурыми охристыми образованиями; нефелин-монтмориллонитом. Реликты неизмененных минералов отсутствуют.

Апатитсодержащие ийолит-мельтейгитовые, амфибол-пироксеновые и амфиболовые породы образуют слои мощностью до

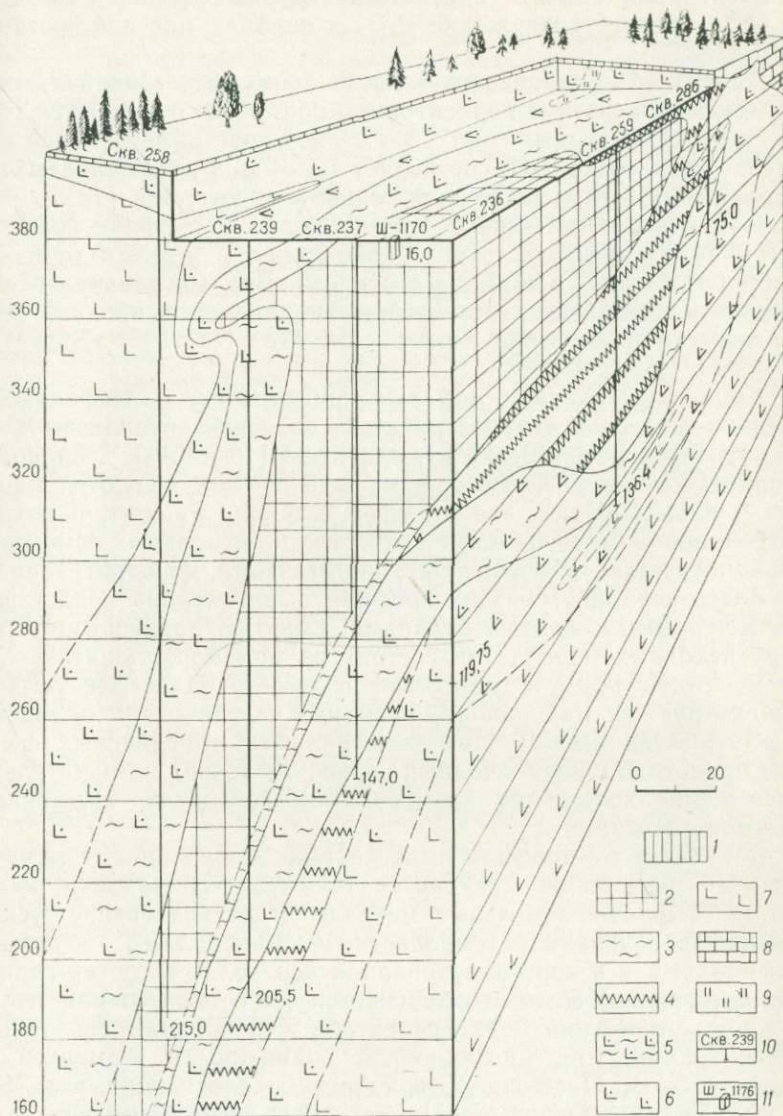


Рис. 28. Блок-диаграмма северо-западной части 9-го рудного тела Татарского месторождения бокситов, по М. А. Амосову.

1 — суглинки; 2 — бокситы; 3—5 — глина (3 — бокситовая, 4 — пестроцветная, 5 — с реликтовой структурой амфиболитов); 6 — выветрелый амфиболит; 7 — амфиболит; 8 — известняк; 9 — кварциты; 10 — номера скважин; 11 — номер шурфа

10—15 м в зоне контакта нефелиновых и щелочных сиенитов. Концентрация апатита в некоторых рудных телах достигает 11,42%, среднее содержание P_2O_5 в породах массива составляет 1,47%.

Апатит устанавливается во всех зонах выветривания, однако максимальные его концентрации постоянно отмечаются только среди структурных глин. При этом в коре выветриваний ийолитов содержание P_2O_5 составляет 1,4—2,37%, нефелиновых сиенитов — до 1,8% и щелочных сиенитов — до 1,3% [78].

Изменение химического состава пород в профиле коры выветривания свидетельствует о накоплении в верхнем горизонте фосфора, титана, алюминия и железа. Ряд миграционной подвижности элементов в коре выветривания пород ийолит—мельтейгитового ряда следующий: $Ca > Mg > Na > Fe^{2+} > Si > Mn > K > Fe^{3+} > Al > P > Ti$.

Кора выветривания нефелиновых сиенитов. Нефелиновые сиениты мелко- и крупнозернистые, сложены ортоклазом (50—75%), нефелином (10—20%), альбитом (10—30%), эгирином и эгирин-диопсидом. Акцессорными минералами являются ильменит и ильменорутил, апатит, сфен, циркон, лопарит, пирохлор. Нефелиновые сиениты несут следы гидротермальных изменений: карбонатизации, альбитизации, пиритизации, флюоритизации.

Здесь верхний горизонт профиля выветривания представлен светло-серыми и желтыми глинами, слабо сохраняющими структуру исходных пород. Они состоят из монтмориллонита с примесью гидрослюда и гидроокислов железа. Наиболее устойчивый из рудных минералов — ильменит частично или полностью замещен лейкоксеном. При выветривании нефелиновых сиенитов происходит почти полный вынос щелочей, незначительное уменьшение количества кремнезема и повышение содержания окислов алюминия.

В отличие от профиля выветривания пород ийолит-мельтейгитового ряда калий становится таким же подвижным, как и натрий. Щелочно-земельные металлы и двухвалентное железо связаны в основном с темноцветными минералами — эгирином, амфиболами и в коре выветривания переходят в состав глинистых минералов. Этим и объясняется их относительная неподвижность, а магний и двухвалентное железо даже способны к концентрации. Ряд миграционной подвижности элементов, по данным Г. В. Писемского, приобретает следующий вид: $K > Mn > Na > Si > Fe^3 > Ca > Al > Fe^{2+} > Ti > Mg > P$.

Кора выветривания щелочных сиенитов, сиенит-порфиров и их эруптивных брекчий. Одинаковый минеральный состав этих пород обусловил близкий состав продуктов их выветривания. Щелочные сиениты сложены преимущественно калиевым полевым шпатом — ортоклазом (до 80%), альбитом (10—20%), эгирин-авгитом и эгирином (5—8%). Из акцессорных минералов наиболее распространены сфен, флюорит, апатит, ильменит,

циркон. Сиениты участками сильно карбонатизированы, отмечается их пиритизация и флюоритизация.

В зоне гидратации и дезинтеграции продукты выветривания представлены обохренной, иногда слабоглинистой шебенкой в ненарушенном залегании, хорошо сохраняющей структуру исходных пород.

Во второй зоне мелкозернистая часть полевых шпатов замещена преимущественно гидрослюда, реже каолинитом и монтмориллонитом. Крупные кристаллы полевых шпатов не изменены. Часто наблюдается обохривание поверхности зерен.

В третьей зоне полевые шпаты почти полностью замещены монтмориллонитом, реже встречаются каолинит и гидрослюда. Темноцветные силикаты и присутствующие в небольшом количестве железистые карбонаты и рудные целиком замещены гидроокислами железа. Структура исходных пород во второй и третьей зонах сохраняется.

В четвертой зоне в составе глинистых минералов исчезает гидрослюда, структура исходной породы, как правило, неразличима. Изменение состава продуктов выветривания по сиенитам показывает, что калий более подвижен, чем натрий, что связано, вероятно, с большей устойчивостью альбита по сравнению с калиевыми полевыми шпатами. Кальций, магний, двухвалентное железо входят в состав гипергенных минералов и из коры выветривания не выносятся. Ряд миграционной подвижности элементов: $K > Na > Si > Mn > Ti > Ca > Fe^{2+} > Al > Fe^{3+} > P$. Обращает на себя внимание значительный вынос из профиля титана.

По нашему мнению, оснований для выделения зоны конечного гидролиза, где характерно накопление полоторных окислов (не только железа, но и алюминия), недостаточно. С другой стороны, слабый вынос щелочно-земельных элементов указывает на незакончившиеся процессы выщелачивания и гидролиза.

Более полный профиль выветривания нефелиновых сиенитов описан на Средне-Татарском массиве (35) М. С. Каштановым [91]. Им выделены зоны: дезинтеграции, монтмориллонитовых глин и галлуазит-каолинитовых глин. В последних отмечается спорадическое присутствие гиббсита.

К сожалению, автор не приводит точной привязки разреза и характера изменения профиля выветривания по площади. Сотрудниками СНИИГГИМСа в пределах массива пробурено станком УПБ-25 тринадцать скважин. В сводном разрезе по этим скважинам выделяются две мощные зоны коры выветривания.

Зона дезинтеграции представлена раздробленным нефелиновым сиенитом, пронизанным турмалин-кварц-полевошпатовыми жилками (мощностью 1—3 см). Процессы выветривания отразились в раздроблении жилок, разрыхлении сиенита. Амфиболы, биотит-гидратированы, нефелин и частично калиевые полевые шпаты замещены изотропным галлуазитом, в котором наблюдаются слабораскристаллизованные пакеты каолинита. Последний отмечается также в трещинках породы. Плагноклазы почти не изменены, в верхней части зоны они частично серицитизированы. В продуктах выветривания отмечается изредка монтмориллонит, который образуется, видимо, за счет темноцветных минералов. Вскрытая мощность зоны около 50 м.

Зона каолинитовых глин характеризуется постепенным переходом рыхлых выветрелых сиенитов к белым и серовато-белым галлуазит-каолинитовым глинам. Здесь основная масса породообразующих минералов замещена каолинитом, гидроокислами железа. Реликтовая структура со-

храняется только в интенсивно лимонитизированных участках. Довольно отчетливо наблюдаются контуры крупных кристаллов полевых шпатов и темноцветных минералов. Иногда отмечаются реликты полуразложившихся кристаллов полевых шпатов и тонкодисперсного биотита. Вскрытая мощность зоны в пределах 30 м.

Зона накопления минералов полуторных окислов не вскрыта, но на присутствие ее в профиле коры выветривания указывает наличие обломков псевдоморфных буровато-серых бокситов в основании делювиальной толщи, вскрытой одной из скважин. Размер их от 0,5 до 3—4 см в поперечнике. В боксите четко видна гипидиоморфная структура нефелинового сиенита. Гиббсит развивается по полевым шпатам и нефелину с сохранением форм кристаллов первичных минералов. Темноцветные компоненты замещены полностью гидроокислами железа. Клиновидные кристаллы сфена почти нацело лейкоксенизированы. Содержание основных окислов определено количественным спектральным анализом и представляется следующим (вес %): SiO_2 6,48; TiO_2 0,71; Al_2O_3 45,37; Fe_2O_3 16,36; п. п. п. 28,67. Обломки бокситов механически непрочные и неспособны к переносу на значительные расстояния.

Характерным для описываемой коры выветривания является отсутствие общепринятой зональности (нет зоны выщелачивания с ее характерными продуктами — гидрослюдистыми или монтмориллонитовыми глинами). Процесс выветривания заключается в замещении минералами группы каолинита лейкократовых составных частей нефелинового сиенита, в расщеплении темноцветных минералов до дисперсного состояния с последующим замещением их гидроокислами железа. Интенсивность этого процесса возрастает вверх по разрезу до образования белых каолиновых глин со слабыми реликтами структур нефелинового сиенита.

Химическая характеристика профиля по зонам коры выветривания указывает на вынос окислов щелочных и щелочно-земельных элементов от 12,81 до 1,38%, кремнезема от 60,05 до 44,82%. В свою очередь содержание глинозема увеличивается от 19,75 до 36,71%, п. п. п. возрастают от 2,77 до 14,61% (табл. 34). Заметные колебания содержаний основных окислов внутри каждой зоны объясняются неравномерностью выветривания, сложным составом исходных пород и их механическими свойствами (зоны окварцевания, жилы ювитов, пегматитов).

Все особенности строения и распространения коры выветривания дают основание полагать, что на Средне-Татарском массиве нефелиновых сиенитов формировалась площадная кора выветривания латеритного типа. Однако последующие эрозийные процессы привели к уничтожению ее верхних горизонтов на большей части площади.

Кора выветривания карбонатитов. Карбонатиты известны в составе Кийского массива (41) щелочных и ультраосновных —

щелочных пород. Е. А. Зверевой и Г. В. Писемским [78] выделяются кальцитовые и анкеритовые карбонатиты. Кальцитовые на 85—90% состоят из крупнозернистого кальцита, остальную часть составляют авгит и эгирин-авгит или диопсид, магнетит, флогопит, апатит, форстерит и др. В анкеритовых карбонатитах, преобладает анкерит (до 90%), присутствуют эгирин, апатит, пирит, гематит, флюорит и др.

В верхней части профиля выветривания по железистым карбонатам и сульфидам образуются каркасные бурые железняки, сложенные гётитом и гидрогётитом. Иногда сульфиды при окислении превращаются в ячеистые образования гидроокислов железа, причем ячейки фиксируют форму кристаллов сульфидов и их спайность. По силикатной части пород развиты гидрослюды и гидрохлорит, присутствующие в карбонатитах тантало-ниобаты изменяются незначительно. В основном происходит дезинтеграция их зерен с образованием мелкозернистых агрегатов, сцементированных гидроокислами железа.

Кора выветривания гранитоидов. Кора выветривания гранитоидов и их аналогов изучена крайне слабо. Вскрытые разрезы ее (39, 43, Сулакшинское, 45) относятся к линейному типу. На Глушихинском проявлении (39) кора выветривания гранитов и кварцевых порфиров приурочена к зоне дробления и представлена голубоватыми, серо-коричневыми, желтыми, буро-коричневыми, реже белыми глинами. Мощность их достигает 25 м. В верховьях руч. Тяглый (43) гранито-гнейсы вдоль тектонического нарушения выветрены до дресвы и песка. Вскрытая мощность выветрелых пород 8 м.

Кора выветривания терригенных пород. При выветривании кварцевых пород, кремнистых и кварцевых сливных песчаников образуются маршаллиты и кварцевые пески.

Кварцевые пески на Каардаканском (10) месторождении мелко- и среднезернистые желтовато-буроватые от примеси гидроокислов железа. Ниже по разрезу пески становятся почти белыми. С глубиной появляются мелкие, а затем и более крупные включения песчаников—реликтов неразрушенной коренной породы. Полная глубина выветривания песчаников не установлена. Исходными породами являются кварцито-песчаники шунтарской (PR₃шп) свиты. На левом склоне р. Деньгаут, правого притока р. Ангары, расположено Деньгаутское месторождение (17) кварцевых песков, также элювиального типа.

Кварцевые пески на севере Енисейского кряжа (Тейское, 46, Жадугинское, 53, Больше-Чернореченское, 56) образованы в коре выветривания кварцевых песчаников потоской свиты (PR₃пт) и раннего кембрия. Пески полностью сохраняют структурно-текстурные особенности песчаников—слоистость, плитчатость, элементы залегания. С глубиной пески уплотняются, среди них появляются включения—реликты не полностью разложившихся песчаников. В легкой фракции песков резко пре-

обладает кварц (до 97—98%), полевые шпаты (альбит) составляют 2—3%.

Маршаллиты у пос. Раздолинска (24) сформированы при выветривании в зонах дробления метасоматических кварцитов и жильного кварца. Это светло-серые или желтоватые брекчие-

Изменение химического состава нефелиновых сиенитов Средне-Татарского

№ скв.	Глубина отбора проб, м	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	
К-9	3,45	Каолинитовая	44,81	0,10	33,00	4,95	0,07	
	6,00		44,84	0,07	36,71	2,44	0,07	
	14,00		46,47	0,10	35,11	2,66	0,14	
К-4	9,00		45,69	0,34	32,19	3,66	0,86	
	12,00		49,52	0,31	28,52	5,51	0,29	
	16,00		51,41	0,34	27,46	4,74	0,07	
К-1	10,00		40,55	1,76	26,02	12,99	0,43	
12-И	11,50		49,50	0,01	29,70	3,90	0,05	
	14,00		50,65	0,01	28,70	3,78	0,06	
	21,80		45,40	1,90	28,00	9,20	0,05	
11-И	27,1		Дезинтеграции	58,55	0,01	19,75	4,38	0,05
	2,00			57,15	0,10	23,80	4,31	0,05
	7,00	55,35		0,01	27,04	2,41	0,06	
	14,20	60,05		0,65	21,30	3,70	0,36	

вые образования с реликтовой слоистостью исходных пород и рассыпающиеся при легком нажиме рукой. Сложены они неправильными обломками тонкозернистого кварцита, кварца, сцементированных пылеватым кварцевым материалом [208].

Неозлювий. К неозлювию мы относим бокситоносные толщи, выполняющие эрозионно-карстовые депрессии, которые несут яркие признаки наложения процессов латеритного выветривания на рыхлые терригенные осадки. Последние являются в свою очередь переотложенными продуктами размывших латеритных кор выветривания кристаллических пород. Это Порожнинское (1), Верхотуровское (18), Сухое (8) и другие месторождения

бокситов карстового типа. В составе бокситоносной толщи выделяются герфедская и мурожнинская свиты, имеющие соответственно, сенон-датский и палеоцен-эоценовый возраст. Они разделены стратиграфическим перерывом. Каждая из свит, несмотря на пестроту состава и сложный характер строения, до-

Таблица 34

массива, вес. %

MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.н.	Σ
0,12	0,42	0,86	1,93	0,10	0,07	0,01	13,31	99,75
0,12	0,21	0,35	0,78	0,04	0,04	—	14,61	100,28
0,15	0,21	0,05	1,75	0,15	0,05	—	13,67	100,51
0,38	0,56	0,31	2,50	0,37	0,09	—	13,18	100,13
0,26	0,14	0,41	4,28	1,67	0,08	—	9,35	100,34
0,28	0,42	0,31	2,35	3,10	0,07	—	9,09	99,64
0,23	1,41	1,32	1,87	0,74	0,46	—	12,65	100,43
0,13	0,84	0,15	5,41	0,30	0,25	0,21	9,30	99,75
0,23	0,42	0,44	5,42	0,47	0,05	0,10	9,43	99,76
1,38	0,65	0,45	2,30	1,00	0,10	0,10	10,01	100,54
0,45	0,80	0,77	7,60	3,46	0,03	0,10	3,72	99,67
0,13	0,14	0,54	3,33	5,60	0,03	0,10	4,57	99,85
0,07	0,28	0,28	1,14	5,73	0,02	0,17	6,97	99,53
0,14	0,21	0,40	4,70	5,28	0,02	0,10	2,77	99,68

вольно четко делится на два горизонта: нижний (безрудный) и верхний (рудный).

В основании нижнего горизонта часто находятся брекчии выветрелых гидрослюдистых и хлоритойдно-гидрослюдистых сланцев, сцементированных песчано-алевритовой глиной гидрослюдистого состава. Вверх по разрезу степень выветрелости обломков в целом увеличивается, в их составе появляется каолинит. Они становятся рыхлыми, легко рассыпающимися, однако остроугольная форма их хорошо сохранена. Пачка брекчиевых пород сменяется вверх по разрезу каолинит-гидрослюдистыми глинами более или менее однородными с редкими включениями выветрелых сланцевых обломков, более обильных в нижней части толщ. В породах нижнего горизонта встречаются гнезда кварцевого песка, ре-

же маршаллита и гидроокислов марганца. Мощность горизонта меняется от 1 м до нескольких десятков метров и более.

Верхний (рудный) горизонт складывается пестроцветными глинами, которые включают тела бокситов различной формы. Окраска глин преимущественно красная, реже темно-коричневая или белая. Состав каолинитовый с примесью гиббсита, гётита и гидрогематита, иногда тонкопылева-

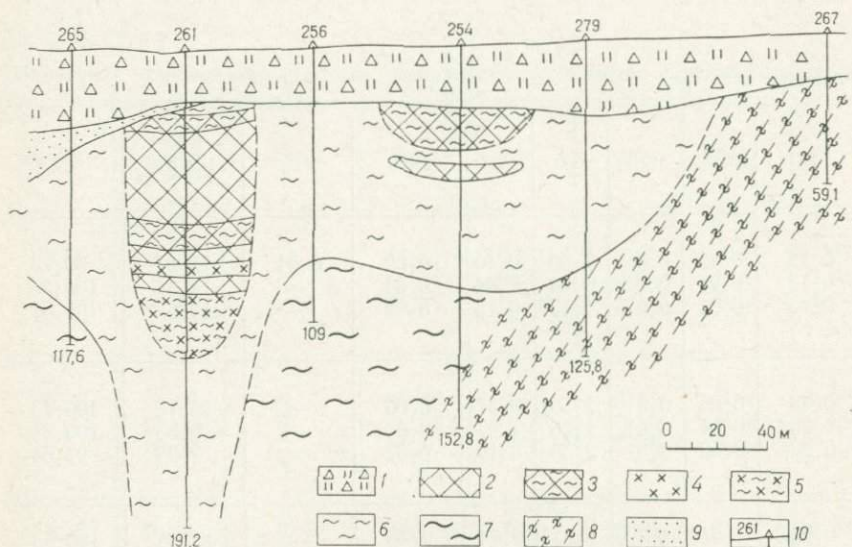


Рис. 29. Геологический разрез Верхотуровского месторождения бокситов по профилю скважин 265—267.

1 — делювиальные супеси и суглинки; 2—4 — бокситы (2 — каменные, 3 — глинистые, 4 — рыхлые); 5—7 — глина (5 — бокситовая, 6 — гидрослюдисто-каолинитовая, 7 — гидрослюдистая); 8 — гидрослюдистые сланцы (дизинтегрированные); 9 — песок; 10 — номера скважин

того кварца. В глинах, особенно в нижней части, отмечаются обломки сланцев, почти нацело замещенных каолинитом, и они распознаются лишь по их сохранившимся контурам. Граница между нижним и верхним горизонтами постепенная.

Бокситы образуют неправильные конкреционные глыбы, линзовидные и пластообразные часто наклонные тела, штоки (рис. 29), вытянутые вдоль оси карстовых воронок или разветвленные от верхнего центрального тела вниз и в стороны (рис. 30). Мощность рудных тел колеблется от первых метров до нескольких десятков, в редких случаях до 100 м. В карстово-эрозионных впадинах рудные тела вытянуты по простиранию депрессий, образуя местные раздувы над карстовыми провалами. Бокситы бобовые, каменные, рыхлые и глинистые. Окраска красно-коричневая, желто-коричневая и светлая желтовато-коричневая. Породообразующие минералы — гиббсит, корунд, гётит, гематит, гидрогематит, каолинит.

В бокситах выделяются обломочная, реликтовая обломочная, колломорфная и бобовая структуры. Бокситы с реликтово-обло-

мочной структурой содержат обломки сланцев, изменение которых происходило на месте, после их переотложения. При максимальном изменении обломки замещаются дисперсным гиббситом и гидроокислами железа, причем происходит нередко расчленение обломком на части (рис. 31). Первоначальная форма

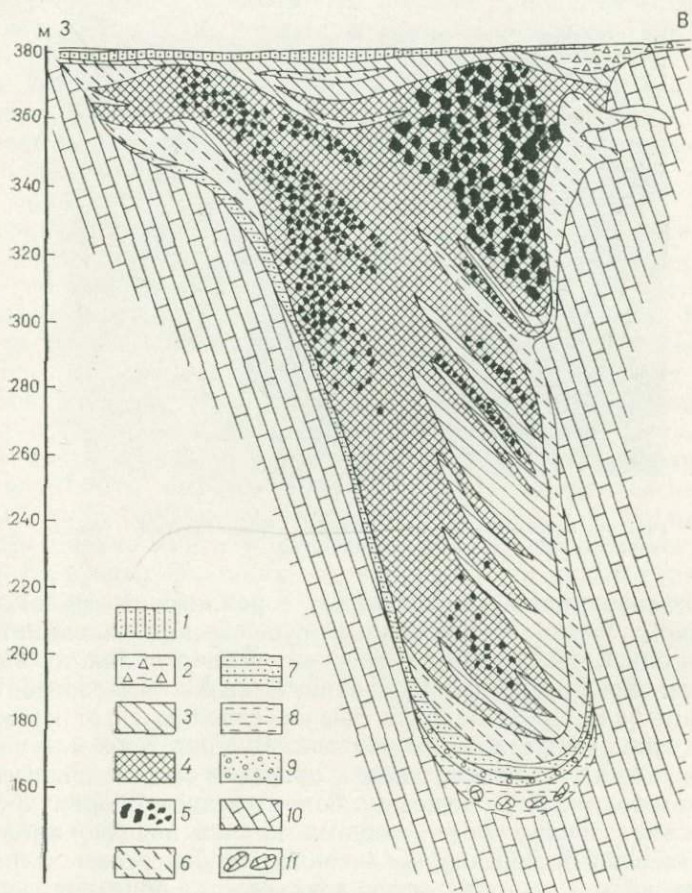


Рис. 30. Геологический разрез Мурлинского месторождения бокситов, по Е. И. Пельтеку.

1 — суглинки; 2 — глины с валунами и гальками; 3 — бокситовая глина; 4 — рыхлый боксит; 5 — каменный боксит; 6 — пестроцветная глина; 7 — алевритистая глина; 8 — бурая глина с обломками метаморфических пород и бокситов; 9 — песок глинистый с обломками метаморфических пород; 10 — кристаллические известняки; 11 — обломки известняка

прослеживается благодаря присутствию дисперсных гидроокислов железа, иногда в них наблюдается реликтовая сланцевая структура.

Рудные тела бокситов составляют единое целое с вмещающей их толщей. Переход от глин к бокситам часто происходит

через промежуточные разности. В этом выражается одна из особенностей строения бокситоносных образований — их зональность.

Вверх по разрезу породы последовательно сменяют друг друга в следующем порядке: брекчия из щебенки выветрелых

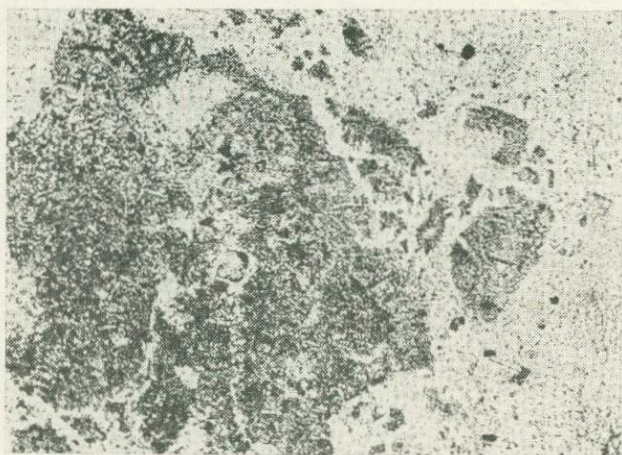


Рис. 31. Бокситизированный обломок, расчлененный тонкозернистым гиббситом на отдельные части

сланцев — каолинит-гидрослюдистые с реликтовой обломочной структурой глины — пестроцветные существенно каолинитовые глины — бокситовые глины — бокситы. Ряд этот часто бывает неполным. Зональное строение толщи выявлено и в горизонтальном плане [115, 150]. Бокситы обычно отделяются от краев депрессии глинами различного состава. Рудные тела могут быть приурочены как к осевым, так и к краевым частям депрессий, в последнем случае они смещены к более высокому борту по склону. Бокситы перекрываются глинами, причем нередко наблюдается постепенный переход бокситов через бокситовые глины к каолинитовым, т. е. образуется зональность, обратная зональности нижних частей разреза. В этих случаях рудные тела представляются в виде конкреционных глыб, окруженных зонами в убывающей степени измененных пород. И последняя особенность — цикличное строение разрезов. На Татарском антиклинории бокситоносные образования имеют двух- и трехэтажное строение. Каждый новый этаж, содержащий рудное тело, залегают на нижнем с размывом [150]. Цикличное строение бокситоносных образований наблюдается и в пределах Ангаро-Питского синклинория, хотя и менее выражено.

Придавая большое значение в формировании бокситов процессу механического переотложения, следует отметить, что пред-

ставлению о чисто осадочном генезисе бокситов противоречит целый ряд особенностей строения как бокситоносных толщ в целом, так и самих рудных тел.

Грубообломочный характер пород (в том числе и обломков бокситов) свидетельствует о низком положении базиса эрозий при формировании осадков, что должно приводить к одновременному размыву и переотложению в карстовые «ловушки» самых различных продуктов выветривания — бокситов, глин, а также мало выветрелых пород. Это ведет к разубоживанию бокситов. В действительности же ожидаемой разнородности минералогического состава в зонах, за исключением нижних частей толщи, не наблюдается.

В бокситах с реликтовой обломочной структурой хорошо прослеживается бокситизация многочисленных первично невыветрелых обломков сланцев. В зоне каолинитовых и гидрослюдисто-каолинитовых глин обломки сланцев нацело каолинизированы и не отличаются от вмещающего их материала. Физическое состояние каолинизированных обломков исключает возможность их переноса без нарушения и указывает на их каолинизацию на месте после переотложения. Изучение реликтовых структур и реликтовых минералов позволяет во многих случаях восстановить первоначальный состав рыхлого осадка перед его дополнительным выветриванием в карстовых депрессиях. На рис. 32 и 33 приведены разрезы бокситоносной толщи по скв. 249 Верхне-Киргитейского и по скв. 395 Сухого месторождений. Во вторых колонках показан восстановленный первичный состав осадков. На месте современных бокситов находились терригенные осадки, сложенные алюмосиликатным и бокситовым материалом. Количественные соотношения алюмосиликатных и бокситовых частиц изменялись, вероятно, в широких пределах.

Наличие в составе бокситов корунда, гематита и ярко выраженной бобовой структуры не характерно для типично латеритных бокситов, предполагаемых источников бокситового материала. Сочетание этих особенностей — специфическая черта карстовых бокситов (не только для Енисейского кряжа) и не зависит от различия источников сноса. Поэтому и объяснять это следует особенностями преобразования осадков в самих карстовых депрессиях [93]. Эти особенности вполне объяснимы, если допустить дополнительную латеритизацию осадков после их отложения. Развитие карста вызывает оползание осадков, их проседание над провалами, что приводит к возникновению зон фильтрации вод. Зоны фильтрации и являются зонами интенсивной бокситизации алюмосиликатного материала, где формировались рудные тела, как составные части латеритного профиля; доводились до кондиции бокситы, разубоженные при механическом переотложении. При удалении от зон максимальной фильтрации, по мере уменьшения промываемости осадков,

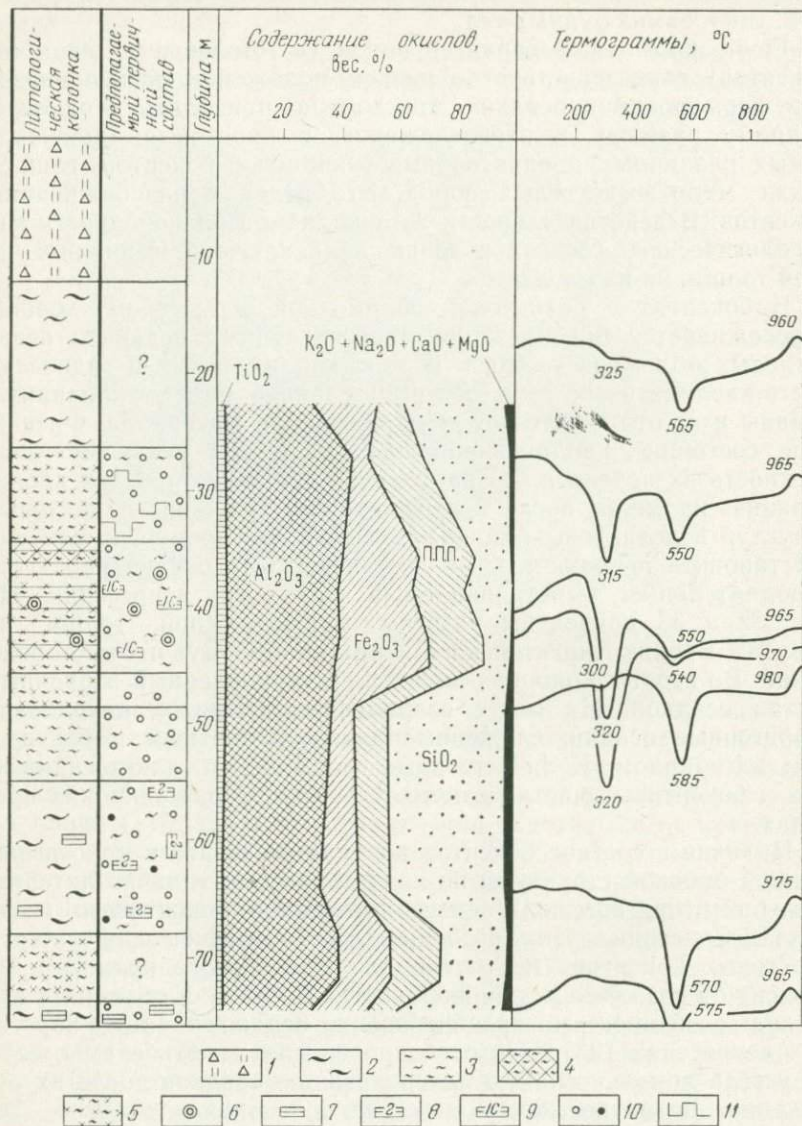


Рис. 32. Разрез бокситоносной толщи Верхне-Киргитейского месторождения по скв. 249. 1 — делювиальные суглинки; 2 — гидрослюдисто-каолинитовая глина; 3 — каолинит; 4 — глинистый боксит; 5 — рыхлый глинистый боксит; 6 — обломки бокситов; 7—9 — щебенка сланцев (7 — неустановленного, 8 — гидрослюдистого, 9 — хлоритово-серицитового состава); 10 — дресва алевритово-гравийной размерности (а — сланцев, б — железистых пород); 11 — глина, первичный состав которой не установлен

уменьшается и степень их разложения. Возникающие таким путем бокситы наследуют все признаки механически переотложенного терригенного материала — слоистость, обломочную структуру и т. д. Определенную роль в бокситизации осадка играли, вероятно, глиноземные растворы, которые поступали из

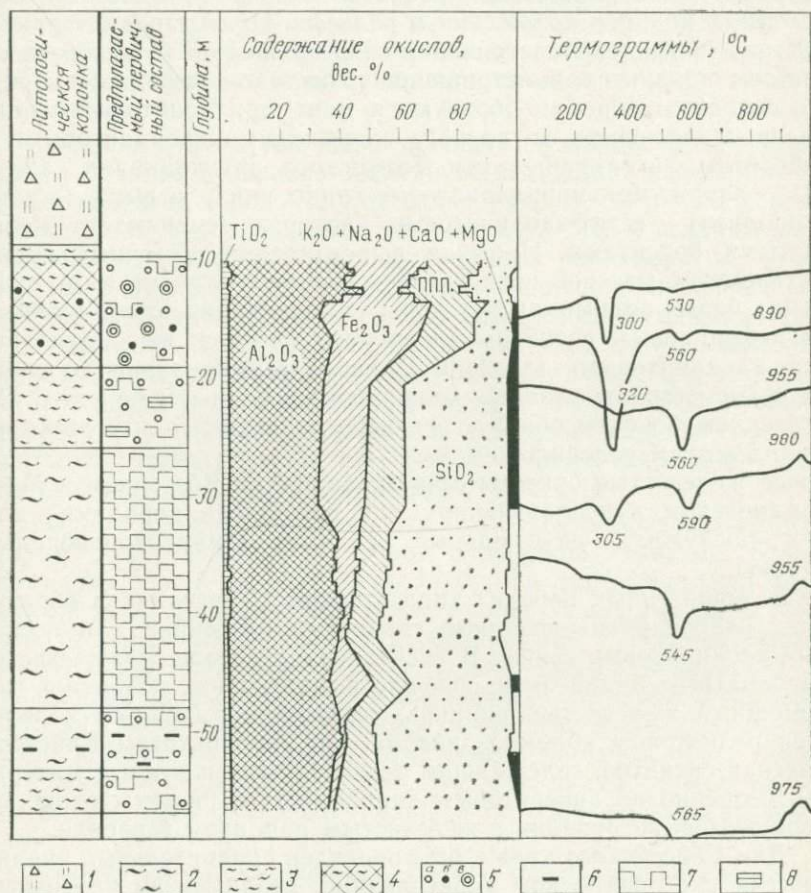


Рис. 33. Разрез бокситоносной толщи месторождения Сухого по скв. 395.

1 — делювиальные суглинки; 2 — гидрослюдисто-каолининовая глина; 3 — каолининовая глина; 4 — глинистый боксит; 5 — обломки (а — сланцев, б — железистых пород, в — бокситов); 6 — углистый материал; 7 — глина, первичный состав которой не установлен; 8 — крупные обломки сланцев

размывающихся латеритных кор. Циклическое строение бокситоносных толщ свидетельствует о повторении полного цикла заполнения карстовых депрессий и последующего выветривания алюмосиликатного материала.

Таким образом, рассматриваемые бокситы следует считать полигенными образованиями. Концентрация бокситового мате-

риала проходила в два этапа: при накоплении осадков за счет механического переноса латеритных продуктов и при последующем их «довыветривании», когда формировались рудные тела в их современном виде. Такие бокситы следует относить к осадочно-латеритному типу [117, 148].

О зависимости состава продуктов выветривания от состава исходных пород и положения в рельефе. Приведенная характеристика профилей выветривания свидетельствует о тесной связи состава продуктов выветривания с составом исходных пород. По основным породам образуются монтмориллонитовые глины, сменяющиеся вверх по разрезу железистыми каолинистыми с гиббситом; по амфиболитам Татарского антиклинория (25—31) — хлорит-монтмориллонитовые глины внизу, а выше (в зоне гидролиза) — гётит-каолинистые, которые сменяются железистыми бокситами. Профили выветривания щелочных пород на Кийском массиве представлены монтмориллонитовыми глинами; более полный разрез коры выветривания, образованный по нефелиновым сиенитам Татарского массива, венчается гиббсит-каолинистыми глинами. В корах выветривания по серицитовым сланцам развиты каолинистые глины и бокситы. По последним бокситы образуются более железистые, что обусловлено высоким содержанием железа в составе хлоритоида. Наиболее железистые бокситы сформированы на Восточном и Митрофановском рудопроявлениях, где исходными породами для них послужили двуслюдяные и роговообманково-слюдяные сланцы.

В терригенных породах типа кварцевых песчаников образуются слабосцементированные глинистые песчаники или песчаные каолинистые глины. В песчаниках с исходным железисто-карбонатным цементом в профиле выветривания возникает маломощный железистый панцирь, содержащий большое количество реликтовых обломков кварца. По карбонатитам Кийского массива сиенитов, содержащим темноцветные и рудные минералы, особенно по анкеритовым карбонатитам, развиты охристые продукты выветривания с железистым панцирем в кровле.

Для Енисейского кряжа был проведен сравнительный анализ состава и строения кор выветривания, развитых на различных абсолютных отметках [131].

Коры выветривания на траппах описаны в верховьях р. Енды [21] — на 300—320 м абсолютной высоты и на водоразделе рек Глотихи и Большой Лебяжьей (данные Г. К. Пасашниковой и В. И. Биндарович) — на уровне порядка 250 м. И в первом и во втором случаях строение профиля и минералогический состав зон совершенно одинаковы. Внизу (в зоне выщелачивания) развит горизонт монтмориллонитовых глин с гётитом и выделениями кремнезема, выше — горизонт гётит-каолинистых глин, в которых отмечается появление гиббсита. Зона конечного гидролиза в обоих случаях считается почти полностью размытой.

Аналогичным оказывается строение профилей выветривания, расположенных на разных уровнях рельефа и для амфиболитов. М. С. Каштанов [89], описывая латеритную кору выветривания на амфиболитах в пределах кряжа, дает единый разрез ее профиля для района Сулакшинского рудопроявления (620—660 м абс. высоты), для района Татарского месторождения бокситов (500—560 м) и бассейна р. Большой Мурожной (260—300 м). В профиле автор выделяет три зоны: дезинтеграции, хлорит-монтмориллонитовых и гиббсит-каолинитовых глин с гётитом и гематитом.

Сравнение профилей выветривания на слюдистых (серицитовых) сланцах несколько затруднено вследствие колебания исходного состава пород. На Восточном рудопроявлении бокситов, расположенных на абс. отметках порядка 500 м, сланцы двуслюдяные, прослоями с роговой обманкой или хлоритом. К четырехсотметровому гипсометрическому уровню приурочены Порожнинское месторождение, где исходные сланцы содержат примесь сидерита, и Сухое, образовавшееся по маложелезистым сланцам. Вследствие этого в зоне конечного гидролиза меняется относительная роль окислов алюминия и железа. Тем не менее строение и состав зон аналогичны (снизу вверх): 1) горизонт гидрослюдистых, в различной степени железистых, глин; 2) гётит-каолинитовые глины и 3) горизонт бокситов.

Таким образом, можно считать, что бокситообразование было широко распространено и носило площадной характер. Вследствие пострудной денудации верхний горизонт латеритной коры выветривания размыт. Сохранились лишь линейные коры полного профиля (Восточное, Митрофановское, Конченгинское, Восточно-Порожнинское и др.). Однако признаки гиббсита в каолинитах площадной коры выветривания отмечены в верховье р. Енды, на р. Глотихе, Татарском массиве нефелиновых сиенитов, в бассейне р. Велинда и на северо-западном борту Мало-Мурожнинской котловины и др. Все они приурочены к наиболее низким наименее эродированным геоморфологическим уровням.

Возраст кор выветривания. Первые сохранившие свою ценность до настоящего времени сведения о возрасте коры выветривания Енисейского кряжа опубликованы Е. М. Великовской [33] и Е. Н. Щукиной [226]. Е. М. Великовская на р. Зырянке (Зырянская депрессия) описала случай залегания непосредственно на коре выветривания (мощностью 10—11 м), развитой на докембрийских сланцах, слоев и линз мелкого кварцевого галечника, грубого кварцевого песка и светло-серых песчанистых глин со слабо выраженной слоистостью и тонкими пропластками угля. А. Н. Криштофович датировал эту толщу средней юрой или верхами ранней, подчеркнув, что возраст может быть скорее ранним, нежели более поздним.

Некоторые сведения о возрасте кор выветривания центральной части кряжа приведены в работе И. С. Рожкова [166].

В дальнейшем А. Р. Бурачек [30] со среднеюрскими отложениями Зырянской котловины сопоставил нижнюю, угленосную (10,0—96,5 м) часть разреза, вскрытого в верховьях р. Мурожной. Возраст верхней (0,0—10,0 м) «свиты пестрых глин» он считал более молодым, вероятно, меловым или третичным.

Новые сведения о возрасте кор выветривания появляются в связи с изучением и разработкой схемы стратиграфии бокситоносных образований Енисейского кряжа и приведены в работах К. В. Боголепова [22, 23, 24, 25]. На основе палинологических данных им впервые на Енисейском кряже выделены четыре основные эпохи корообразования — каолин-латеритные коры апта и сенон-датского времени, каолинитовая — раннего олигоцена и монтмориллонитовая — плиоцена. Наибольший интерес, по его мнению, представляет бокситоносная формация датско-палеоцен-эоценового возраста. В датском веке и начале палеоцена формируется кора выветривания и лишь в палеоцене-эоцене в эрозионных и тектонических впадинах накапливаются осадки мурожнинской свиты. К. В. Боголепов отмечает тесную связь осадков бокситоносной формации с корой выветривания и участие в их образовании продуктов латеритного выветривания и растворов, из которых происходило выпадение глинозема.

Возраст кор выветривания моложе юрского обосновывается только составом коррелятных им осадков бассейнов аккумуляции и возрастом покрывающих их образований, установленным по спорово-пыльцевым спектрам.

Существование выделенной апт(?) - альбской каолинит-латеритной коры выветривания К. В. Боголепов обосновывает наличие останцов аптской (?) пестроцветной коры мощностью до 35 м (близ устья р. Хахалевки), сохранившихся на погребенных склонах Енисейского кряжа под покровом кийской свиты [24] и на хр. Арга и Кемчугских горах [4], а также составом бокситосодержащих свит позднего апта и альба (кийская и др.). Причем, что особенно важно, в последнем случае процессами выветривания затронуты юрские отложения и илекская свита (валанжин—готерив—баррем).

После того как из образца серых глин, отобранных Е. Н. Щукиной из бассейна р. Большой Мурожной, Н. А. Болховитина [27] выделила споры и пыльцу, аналогичные составу спектра симоновской свиты, возраст углистых глин разреза стали датировать сеноман-туроном. Вторично этот разрез был омоложен К. В. Боголеповым [24] на основании послойных анализов опять-таки спорово-пыльцевых комплексов, выполненных П. А. Поповым и Г. К. Кондратьевым. Слагающая его углисто-глинистая толща была сопоставлена с сымской свитой Западно-Сибирской низменности и отнесена к датскому ярусу.

Значительно позже поздне меловые отложения (герфедская свита), в том числе бокситоносные [216], выделены на месторождениях Верхотуровское, Сухое, в зоне сочленения Енисейского кряжа и Сибирской платформы (Ендийское месторождение).

Приведенные выше данные, иллюстрируемые на рис. 34, подтверждают допоздне меловой возраст коры выветривания на Енисейском кряже. Об этом же свидетельствуют исследования Е. Н. Семичевой, определившей в бокситоносных образованиях бассейна р. Енды спорово-пыльцевые комплексы, синхронные кийской свите апт(?) - альба, возраст которой некоторые исследователи [29] считают альб(?) - сеноманским.

На северном погружении Енисейского кряжа поздне сеноманский возраст определен для песчаных отложений (переотложенных продуктов коры выветривания), выполняющих небольшую эрозионную впадину в верховьях р. Глотихи (руч. Гремячий). На водоразделах, окружающих впадину, из горизонта конгломератовидных пород, перекрывающих кору выветривания траппов, выделен спорово-пыльцевой комплекс сенона.

Палеогеновые и неогеновые отложения кряжа ввиду большого практического интереса детально изучены и стратифицированы К. В. Боголеповым [24]. Составом этих образований и налеганием различных их горизонтов непосредственно на кору выветривания пород фундамента доказывается существование всех последующих — сенонских, допалеогеновых, эоценовых и олигоценых кор выветривания.

Почти все геологи основные эпохи бокситообразования в Ангаро-Енисейской провинции связывают с альб(?) - сеноманом, сеномом и палеоцен-эоценом; а время значительного усиления выветривания — с апт-альбом, началом сенона и границей мела и палеогена.

Однако не менее важным фактором, регулирующим условия выветривания и осадконакопления, является тектонический режим [85, 192, 209, 220], поэтому нам представляется, что отмеченные выше узко временные эпохи бокситообразования обязаны не незначительным гипотетическим колебаниям климата, а этапам структурно-тектонических перестроек и обновления рельефа области денудации. Максимум первой (меловой) фиксируется перерывом и несогласным налеганием альб-сеноманских отложений на всех породах, включая аптские; вторая связана с омоложением рельефа в эоцене.

Формирование неозолувия по терригенному материалу в карстовых и эрозионных депрессиях очевидно шло синхронно с накоплением осадков герфедской и мурожинской свит, точнее, этот процесс венчал каждый новый цикл осадконакопления.

Процессы выветривания продолжались и в более поздние эпохи, в олигоцене и миоцене, но в связи с изменением климата до гумидного умеренного они не приводили к образованию бок-

ситорудного профиля. Напротив, с ними связаны процессы дезинтеграции, отбеливания и каолинизации ранее сформированных бокситов.

Полезные ископаемые. Основными из таковых на Енисейском кряже являются бокситы.

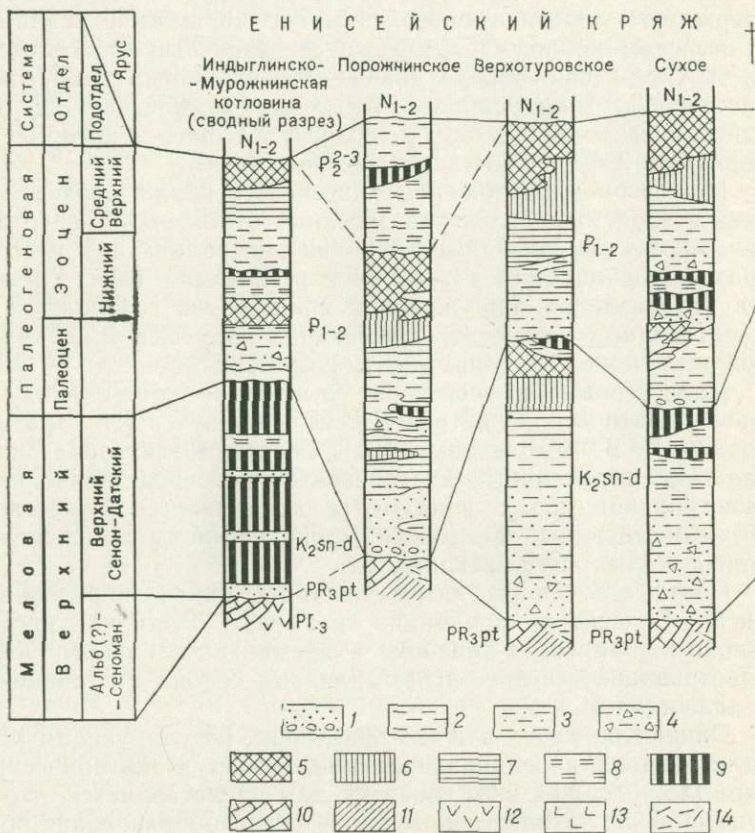


Рис. 34. Схема сопоставлений бокситовых отложений западной окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа, по А. Я. Чухахину, П. С. Свечникову.

1 — пески олигомиктовые с галькой нижележащих пород; 2 — глины каолинитовые пестроцветные; 3 — глины алевритовые; 4 — глины алевро-песчанистые с обломками ни-

Бокситы карстовые, сложного осадочно-латеритного генезиса в настоящее время разведаны на месторождениях Порожнинской группы, Сухом, Верхотуровском, Киргитейском и группы Татарских месторождений и многочисленных мелких рудопроявлениях. Известны также рудопроявления латеритных бокситов. Химический состав карстовых бокситов в табл. 35 приведен по данным Е. И. Пельтека, И. К. Кусова, М. И. Ширинского и

проявления — 95,13—97,33%. Большие запасы песка в коре выветривания кварцевых песчаников установлены на правобережье р. Мокрой.

С корами выветривания Енисейского кряжа связаны также рудопроявления марганца. Наиболее значительные вторичные

Таблица 35

Химический состав бокситов, вес. %

Месторожде- ние, рудо- проявление	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П.п.п.
Карстовые бокситы					
Татарская группа м-ний	6,14—8,59	36,91—39,54	29,56—34,01	4,00—4,62	17,09—18,95
Ивановское (VII)	6,37—15,13	33,85—41,82	18,54—39,13	2,39—3,19	17,51—20,82
Порожнин- ское	4,30—12,60	32,20—45,20	15,10—22,50	2,10—2,60	17,36—20,48
Верхоту- ровское	1,65—19,80	36,40—48,10	14,30—34,70	2,10—3,40	18,70—25,40
Латеритные бокситы					
Восточно- Порожнин- ское	5,40—9,90	48,70—50,40	11,70—13,10	2,30—2,60	24,80—27,30
Митрофа- новское	13,90	36,62	28,70	3,94	16,80
Восточное Сухое	16,70 19,06	27,24 46,85	35,38 8,60	3,90 3,04	13,76 21,74

Таблица 36

Химический состав маршаллитов, вес. %

Месторожде- ние	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П.п.п.
Баландин- ское	96,10	2,73	1,12	0,12	1,70
Киргитей- ское	96,20—98,20	0,42—1,20	0,47—3,50	—	0,01—0,50

проявления приурочены к полям развития свит карточки (сосновской), потоскуйской, шунтарской и тасеевской серии позднепротерозойского возраста. Благоприятными для локализации вторичных концентраций марганца являются крупные тектоноденудационные котловины, локальные эрозионно-тектонические

депрессии, развивающиеся по зонам крупных тектонических нарушений. Наиболее перспективными, с точки зрения Б. А. Скоделова и Ю. А. Озерского, являются зоны Приангарских впадин: Бельско-Рыбинская, Погромнинская, Кулаковская, Казачинская и др. Здесь же располагается большинство известных остаточных-инфильтрационных проявлений. По своим генетическим особенностям руды являются седиментационно-диагенетическими озерно-болотными образованиями, сформировавшимися из продуктов кор выветривания мел-палеогенового возраста, развитых по позднепротерозойским и раннекембрийским первично-марганцевоносным отложениям.

Выделяются 2 типа руд: а) остаточные, представленные омарганцованными глинами, конкрециями и стяжениями гидроокислов железа и марганца и рыхлыми или сплошными рудами среди песчано-глинистых образований; б) инфильтрационные, представленные прожилками, гнездами, пленками и дендритами гидроокислов железа и марганца в выветрелых и дробленых породах позднепротерозойского и раннекембрийского возраста.

Остаточные руды слагают залежи линзовидной формы мощностью от 1 до 10 м (средняя мощность 3—5 м). Площадные размеры зависят от размеров депрессии, но не превышают 500×500 м. Инфильтрационные руды развиты на отдельных локальных участках вдоль зон дробления. Руды являются комплексными железо-марганцевыми ($Fe > Mn$). Содержание Mn в рудах обоих типов 1—34% (среднее 5—12%), Fe 1—31% (среднее 10—15%); Mn+Fe 20—28%, Mn/Fe 0,005—1,73; P_2O_5 0,1—0,39%.

Наиболее крупными из известных сейчас вторичных проявлений являются: Гремячинское, Тингалец, Мало-Мурожнинское, Бондура и др. На Мало-Мурожнинском рудопроявлении оруденение приурочено к основанию рыхлой толщи мел-палеогена, залегающей на метаморфизованных терригенно-карбонатных образованиях пенченгинской и кординской свит. Выделяются два рудных тела мощностью 3,5 и 6 м протяженностью 55—30 м. Руды представлены буро-черными и черными глинистыми и рыхлыми сажистыми породами (псиломелан, реже — пиролюзит). Содержание MnO 14,40—25,83%.

На Гремячинском рудопроявлении оруденение приурочено к рыхлым песчано-глинистым отложениям мел-палеогенового возраста, выполняющим депрессию вдоль тектонического контакта аладьинской и мошаковской свит (PR_3). Железо-марганцевые руды размещены в верхней части рыхлой толщи и образуют в ней два линзовидных тела, вытянутых по простиранию на 500 и 200 м при ширине 40 и 20 м. Мощность 3—5 м. Продуктивные горизонты представлены марганцевистыми глинами, обломками лимонита и железо-марганцевыми конкрециями. Содержание MnO в продуктивной пачке колеблется от 2,59 до 44,13% и в среднем составляет 10—20%, Fe_2O_3 9,64—40,59%.

По данным Ж. И. Сергеевой [171], для остаточных и осадочных продуктов палеогеновой формации коры выветривания марганец является характерным элементом. Красноцветные глины нижних зон коры выветривания протерозойских сланцев содержат обособления пиролюзита. Коэффициент концентрации марганца в коре выветривания по сравнению со свежей материнской породой — 3,78 (результат статистической обработки). Наряду с накоплением в корах выветривания *in situ*, значительно большая часть марганца выносится из профиля выветривания в растворенном виде и при фильтрации через известняки осаждается вследствие обогащения вод CO_2 и HCO_3 . Наибольшие скопления марганца в виде нерастворимого пиролюзита наблюдаются в нижней части переотложенных продуктов кор выветривания (палеогеновый уровень) на контакте с карбонатными породами свит аладьинской, карточки и др.

С кораи выветривания в описываемом регионе связаны также скопления остаточно-инфильтрационных фосфоритов. Наиболее интересные из них — Верхне-Киргитейское и руч. Ивашкина — развиты на терригенно-карбонатных и карбонатных породах.

Верхне-Киргитейское проявление фосфоритов расположено в 5 км к северо-северо-западу от пос. Киргитей. Продукты коры выветривания мощностью 1—10,5 м представлены здесь зеленовато-коричневыми и красно-бурыми пластичными глинами с угловатыми желваками фосфоритов размером 0,2—5,0 см, залегающими на карбонатных породах аладьинской свиты [76]. Фосфориты белые, желтовато-белые, коричневые, аморфные, с неровным раковистым и шероховатым изломом.

Рыхлые глинистые фосфатные продукты выветривания здесь имеют следующий химический состав (вес %): SiO_2 16,04—22,38; Al_2O_3 9,6—15,69; TiO_2 0,47—0,73; Fe_3O_3 6,08—9,01; CaO 22,71—30,61; MgO 0,48—0,74; MnO 0,25—0,84; P_2O_5 9,57—10,42; п. п. п. 6,62—7,56.

Желваки фосфоритов отличаются высоким содержанием P_2O_5 (32,58—36,84%). Однако эти фосфориты имеют ограниченное распространение, выклиниваясь по простиранию через 50 м. В то же время по всей площади Верхне-Киргитейского месторождения бокситов среди продуктов коры выветривания встречаются фосфатсодержащие глины, в которых P_2O_5 составляет 1,34—4,80%. Фосфатсодержащие глины встречаются в корах выветривания на Порожнинском и Верхотуровском месторождениях бокситов.

Необходимо отметить, что вышеуказанные продукты коры выветривания залегают в карстовых депрессиях, вытянутых вдоль контактов карбонатных и терригенных пород. В других районах сколько-нибудь крупных месторождений фосфоритов, сформированных в подобных условиях, неизвестно. Наиболее интересными в промышленном отношении являются фосфориты,

связанные с корой выветривания, развитой среди полей карбонатных пород, в удалении от терригенных пород. В связи с этим на территории Енисейского края внимание привлекает проявление фосфоритов коры выветривания руч. Ивашкина, расположенное севернее р. Ангары. Здесь среди карбонатных пород джурской свиты прослежена карстовая депрессия глубиной 65 м и протяженностью до 1,3 км. В ней залегают фосфатные глины бурого и красно-бурого цвета с обломками доломитов, среди которых довольно широко развиты остаточно-инфильтрационные фосфориты, содержащие P_2O_5 до 15,7—17,75%. Среди них наблюдаются рыхлые и каменистые разновидности фосфоритов. Каменистые фосфориты представлены желтыми, серыми и розовыми породами, а рыхлые — глинисто-фосфатным материалом с мелкими обломками плотных фосфоритов. По составу это кальциевые фосфаты группы апатита и в меньшем количестве, хотя и широко развитые, алюмофосфаты — вавеллит и крадаллит.

В составе бокситоносной толщи известны высококачественные огнеупорные глины. Такие глины описаны на Сухом и Верхотуровском месторождениях бокситов. Состав их гидрослюдисто-каолининовый, гиббсит-каолининовый, содержание Al_2O_3 обычно находится в пределах 33—43%, окраска белая и серая с различными оттенками. В корях выветривания, образованных на амфиболитах на Татарских месторождениях бокситов, имеются монтмориллонитовые глины. Мощность их, по данным М. А. Амосова, достигает 10 м.

Восточная окраина Тунгусской синеклизы и Юго-Западное Прианабарье

В течение последних двадцати лет по восточной окраине Тунгусской синеклизы установлен ряд проявлений кор химического выветривания. Формировались они на различных по составу и возрасту породах и исследовались В. Н. Уманец [199], Г. Х. Файнштейном [200], М. И. Плотниковой и др. [191], И. С. Рожковым и др. (1967 г.), И. Т. Козловым, В. Н. Шукиным [96], А. А. Меняйловым [132], А. Д. Харьковим, Ю. И. Мельником [206], В. П. Ивановой, В. Л. Масайтисом [80], Ю. Н. Заниным и др. [75], Г. Н. Черкасовым [213] и др.

Выделяется три района, исследованных в этом отношении детальнее других: 1) Мархинско-Ботубинский; 2) Алакито-Мархинский; 3) Юго-Западное Прианабарье (рис. 35).

Мархинско-Ботубинский район (1). Наиболее полные разрезы кор выветривания вскрыты к югу от г. Мирного на Хататском и Верхне-Юлегирском участках. Формировались коры выветривания по изверженным и осадочным породам и перекрыты обычно терригенными осадками укугутской (I_1^2), реже иреляхской (T_3-I_1) свит.

Хататский участок (проявл. 20, 22, 24). Разрезы кор выветривания изучались по скв. АН-49, вскрывшей три разновозрастных горизонта коры выветривания, сформировавшейся по эффузивно-осадочным породам, заполнившим жерловину трубки взрыва диаметром 50 м.

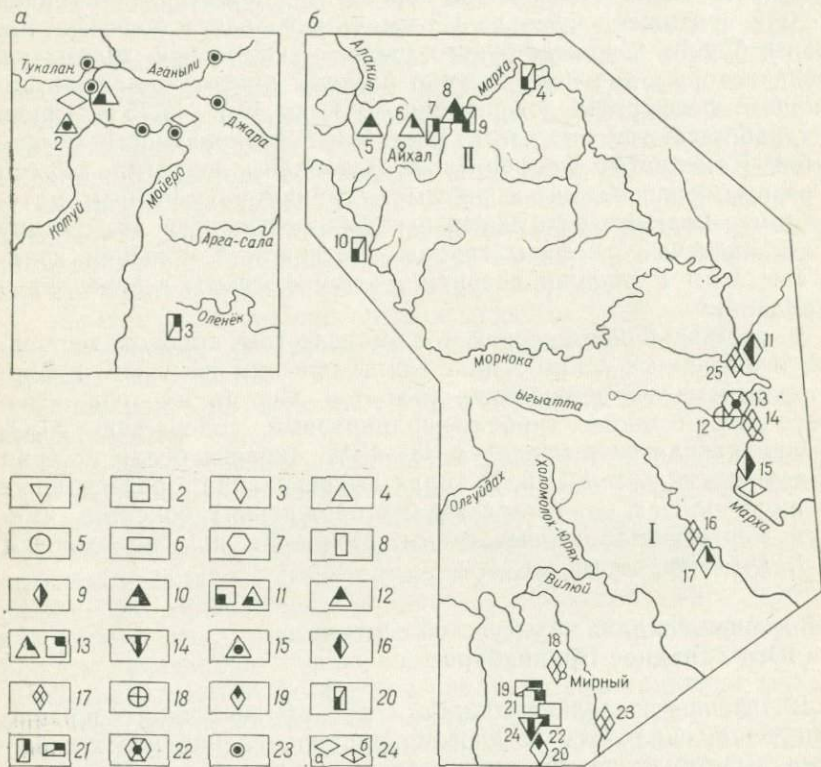


Рис. 35. Схема распространения кор выветривания и их переотложенных продуктов в юго-западном Прианабарье (а) и на Восточной окраине Тунгусской синеклизы (б).

Возраст проявления кор выветривания: 1 — раннетриасовый (?); 2 — средне-позднетриасовый (?); 3 — позднетриасовый—раннелейасовый; 4 — мел—палеогеновый (?); 5 — современный. *Возраст переотложенных продуктов кор выветривания:* 6 — позднетриасовый—раннелейасовый, 7 — лейасовый (низы укугутской свиты), 8 — неогеновый (?). *Состав кор выветривания:* 9 — галлуазит-каолинитовый с включениями бокситов и фосфатов; 10 — галлуазит-каолинитовый с гибситом; 11 — гидрогетит-каолинитовый с гибситом; 12 — галлуазит-каолинитовый; 13 — каолинитовый; 14 — гидрогетит-каолинитовый; 15 — алюмофосфатный; 16 — ярозит-лимонитовый; 17 — алюминитовый; 18 — каолинит-маршаллитовый; 19 — пирролизит-гидрогетитовый. *Состав переотложенных продуктов коры выветривания:* 20 — гидрогетитовый; 21 — каолинит-монтмориллонитовый; 22 — фосфатный. *Места находок галек бокситов в аллювии ручьев и рек:* 23 — бобовых; 24 — структурных (а) и белых афанитовых (б). Проявления кор выветривания и их переотложенных продуктов (см. текст)

В самой древней коре выветривания (см. рис. 35, проявл. 24) выделяется две зоны:

86—97 м — каолинит-монтмориллонитовая слагается серовато-зеленоватой, легко ломающейся «сухарного» типа глиной. В ней различается

реликтовая витропорфировая структура базальтов, характеризующаяся присутствием в буром ожелезненном и каолинит-монтмориллонитизированном стекле (75—80%) мелких, полностью разложившихся вкрапленников плагиоклаза, пироксена и оливина (20—25%). Кристаллы плагиоклаза, образуют гломеропорфировые скопления и замещены каолинитом. По некоторым из них развиваются цеолиты. Зерна оливина и пироксена полностью разложены и замещены минералами гидрохлорит-монтмориллонитового ряда и сидеритом. Монтмориллонит бледно-зеленоватый, желтовато-зеленоватый образует в замещаемом минерале беспорядочную сеть прожилков с параллельно-волокнистым строением, окаймляющих зеленые и зеленовато-бурые колломорфные образования гидрохлорита;

84,5—86,0 м — гидрогётит-каолинитовая — слагается красными и красно-бурыми породами обломочной, участками псевдобобовой и бобовой структуры. Состав пород: каолинит, гётит, гидрогётит, хлорит, монтмориллонит, кварц. Последний часто корродируется по периферии, либо дробится по трещинам гидроокислами железа. По плагиоклазам развиваются каолинит, монтмориллонит и железистые хлориты. Бобовины и округлые обломки состоят из гидрогётита, который в краевых частях переходит в сидерит. Каолинит замещает зерна и кристаллы светло-серого минерала по двупреломлению похожего на гиббсит. Возможно, что эндоэффект 345 °С на термограмме обр. 49/85 (рис. 36) вызван не только гидроокислами железа, но и гиббситом.

Химический состав зон коры выветривания первого горизонта приводится в табл. 37 (обр. 49/85, 49/88, 49/91, 49/94). Максимальные содержания свободного глинозема (1,15%) фиксируются в гидрогётит-каолинитовой зоне. Перекрывается кора выветривания пачкой (1,5 м) буровато-зеленоватых тонкослоистых аргиллитов.

Во втором горизонте элювия (см. рис. 35, проявл. 22) снизу вверх тоже выделяется две зоны (см. рис. 36):

65,5—84,5 м — монтмориллонит-каолинитовая — представлена пестроокрашенными глинами с пятнистой текстурой. В окраске преобладают коричнево-красные цвета. Участками в глинах обнаруживается отчетливая реликтовая обломочная структура. Отмечаются реликты обломков лимонитизированных шлаковидных образований, осколков пузыристых витрофировых базальтов, вулканического стекла, угловатых, иногда серповидных зерен кварца (10—13%), реже полевых шпатов. Вероятно, исходной породой, по которой формировалась кора выветривания, были туфы.

Вулканическое стекло и обломки базальтов замещаются железистыми хлоритами и гидроокислами железа, а кварц, несущий иногда следы оплавления, дробится ими по трещинам. По полевым шпатам развиваются чешуйчатые агрегаты каолинита, которые, в свою очередь, по периферии замещаются мелкочешуйчатым монтмориллонитом. Пространство между реликтами обломков выполнено микроагрегатами каолинита, монтмориллонита и гидроокислами железа (20—24%);

55,5—65,5 м — гидрогётит-каолинитовая — представлена серовато-вишневыми, вишнево-коричневыми, участками обеленными вязкими глинами с мелкими темными бобовинами и оолитами, составляющими от 10 до 70% их объема. Различаются оолиты и бобовины двух генераций: а) имеющие 2—3 концентра гематит-гидрогётитового состава с гнездами каолинита, эпигенетического сидерита и в центре радиально-лучистые трещины усыхания; б) с одним глинисто-гидрогётитовым концентром, внутри которого встречаются железистые обломки (гематит, магнетит) или кварц. В общей массе породы присутствуют обломки ожелезненных

Распределение компонентов по профилю коры выветривания Хататского уча-

№ обр. на рис. 34	Объемный вес., г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
49/19	—	9,86	5,67	3,30	—	56,35	—	24,69
49/20	1,68	$\frac{38,68}{0,650}$	$\frac{21,44}{0,360}$	$\frac{1,96}{0,033}$	$\frac{0,11}{0,002}$	$\frac{18,05}{0,303}$	$\frac{0,54}{0,008}$	$\frac{0,38}{0,006}$
49/40	1,54	$\frac{32,48}{0,501}$	$\frac{25,22}{0,389}$	$\frac{2,49}{0,038}$	$\frac{0,21}{0,003}$	$\frac{20,20}{0,311}$	$\frac{0,93}{0,014}$	$\frac{0,20}{0,003}$
49/52	1,60	$\frac{32,49}{0,520}$	$\frac{25,84}{0,413}$	$\frac{2,46}{0,040}$	$\frac{0,17}{0,003}$	$\frac{15,46}{0,248}$	$\frac{5,55}{0,089}$	$\frac{0,20}{0,003}$
49/56	1,58	$\frac{32,94}{0,520}$	$\frac{26,31}{0,416}$	$\frac{2,34}{0,037}$	$\frac{0,15}{0,002}$	$\frac{21,60}{0,341}$	$\frac{1,08}{0,017}$	$\frac{0,20}{0,003}$
49/60	1,69	$\frac{36,56}{0,618}$	$\frac{28,90}{0,488}$	$\frac{1,86}{0,031}$	$\frac{0,12}{0,002}$	$\frac{15,73}{0,266}$	$\frac{0,73}{0,013}$	$\frac{0,09}{0,002}$
49/62	1,76	$\frac{37,96}{0,668}$	$\frac{30,05}{0,530}$	$\frac{2,01}{0,035}$	$\frac{0,14}{0,003}$	$\frac{10,87}{0,191}$	$\frac{1,36}{0,024}$	$\frac{0,03}{0,001}$
49/66	1,83	$\frac{37,68}{0,690}$	$\frac{29,87}{0,547}$	$\frac{2,29}{0,042}$	$\frac{0,21}{0,004}$	$\frac{12,91}{0,236}$	$\frac{0,79}{0,014}$	$\frac{0,06}{0,001}$
49/69	1,84	$\frac{34,18}{0,630}$	$\frac{26,38}{0,486}$	$\frac{2,16}{0,040}$	$\frac{0,41}{0,008}$	$\frac{19,79}{0,365}$	$\frac{1,08}{0,020}$	$\frac{0,06}{0,001}$
49/84	1,93	$\frac{36,12}{0,698}$	$\frac{24,03}{0,465}$	$\frac{2,02}{0,039}$	$\frac{0,10}{0,002}$	$\frac{21,25}{0,411}$	$\frac{1,72}{0,033}$	$\frac{0,09}{0,002}$
49/85	2,21	$\frac{33,02}{0,729}$	$\frac{23,78}{0,525}$	$\frac{2,50}{0,055}$	$\frac{0,24}{0,005}$	$\frac{22,23}{0,491}$	$\frac{1,72}{0,038}$	$\frac{0,06}{0,001}$
49/88	1,51	$\frac{36,26}{0,548}$	$\frac{23,95}{0,362}$	$\frac{2,16}{0,033}$	$\frac{0,18}{0,003}$	$\frac{19,10}{0,288}$	$\frac{1,58}{0,024}$	$\frac{0,06}{0,001}$
49/91	1,66	$\frac{45,02}{0,747}$	$\frac{23,26}{0,386}$	$\frac{1,85}{0,031}$	$\frac{0,08}{0,001}$	$\frac{9,90}{0,164}$	$\frac{2,73}{0,045}$	$\frac{0,06}{0,001}$
49/94	1,92	$\frac{44,56}{0,797}$	$\frac{22,30}{0,389}$	$\frac{2,20}{0,042}$	He опр.	$\frac{6,31}{0,121}$	$\frac{8,83}{0,169}$	$\frac{0,04}{0,001}$

стка по скв. АН-49 (в числителе — вес. %, в знаменателе — г/см³)

CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	SO ₃	П.п.п.	Σ	Al ₂ O ₃ свободн.
—	—	0,10	0,20	—	—	—	Не опр.	100,17	Не опр.
1,10 0,018	1,24 0,021	0,28 0,005	0,33 0,006	61,6 0,103	9,02 0,152	Не опр.	0,57 0,009	99,86	Не опр.
0,72 0,011	0,68 0,010	0,05 0,001	0,12 0,002	5,08 0,078	10,96 0,169	"	0,22 0,003	99,56	Не опр.
0,68 0,011	0,98 0,016	0,04 0,001	0,08 0,001	4,90 0,078	10,41 0,167	"	0,32 0,005	99,58	Не опр.
0,50 0,008	0,60 0,009	0,04 0,001	0,08 0,001	3,27 0,052	10,35 0,164	"	0,55 0,009	100,01	Не опр.
0,66 0,011	0,42 0,007	0,05 0,001	0,08 0,001	3,41 0,058	10,93 0,185	"	0,13 0,002	99,73	1,19
0,88 0,016	0,57 0,010	0,04 0,001	0,08 0,001	5,08 0,089	10,20 0,180	"	0,32 0,006	99,59	0,67
0,66 0,012	0,64 0,012	0,05 0,001	0,08 0,001	3,11 0,057	11,33 0,207	"	0,16 0,002	99,84	0,52
0,99 0,018	0,48 0,009	0,05 0,001	0,08 0,001	2,89 0,053	9,71 0,179	Сл.	1,30 0,024	99,56	Не опр.
0,55 0,010	0,62 0,012	0,09 0,002	0,13 0,003	3,30 0,064	8,99 0,184	Не опр.	0,55 0,010	99,56	Не опр.
1,19 0,026	0,64 0,014	0,08 0,001	0,19 0,004	3,92 0,075		"	10,90 0,240	100,47	1,15
0,66 0,010	0,88 0,013	0,08 0,001	0,57 0,009	4,21 0,064	9,63 0,145	0,06 0,001	0,37 0,006	99,75	Не опр.
0,72 0,012	1,63 0,027	0,12 0,002	1,66 0,028	4,54 0,075	8,17 0,136	0,12 0,002	Не опр.	99,87	0,60
1,48 0,028	2,46 0,047	0,14 0,002	2,23 0,042	9,64 0,108		Не опр.	"	100,19	0,03

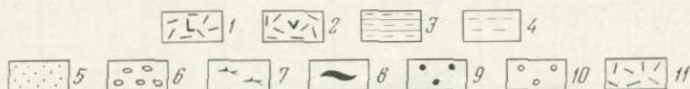
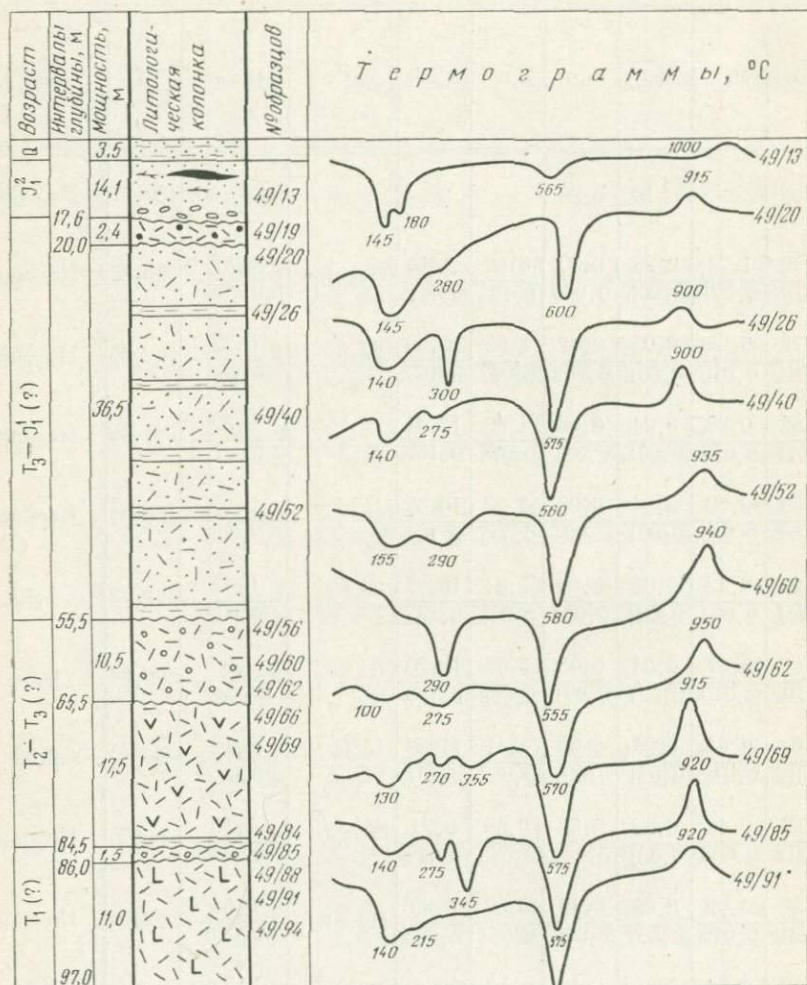


Рис. 36. Литолого-термическая характеристика коры выветривания и перекрывающих ее пород по скв. АН-49 (Хататский участок).

1 — базальты; 2 — туфы; 3 — аргиллиты; 4 — глины; 5 — пески; 6 — конгломераты; 7 — растительные остатки; 8 — линзы углей; 9—10 — оолиты и бобовины (9 — пиролюзит-гематитовые, 10 — гидрогетитовые и каолинит-гидрогетитовые); 11 — кора выветривания

и каолинизированных базальтов, зерна трещиноватого кварца и изометричные обломки, сложенные гематитом и гётитом.

Цементирующая масса породы представлена микрочешуйчатым каолинитом с незначительной примесью монтмориллонита. В некоторых обломках каолинизированных базальтов сохранились единичные кристаллы гиббсита.

Рентгеноструктурные исследования глинистой фракции пород ($<0,005$ мм) коры выветривания, проведенные Э. А. Шамшиной, дали следующий ее состав: каолинит (72—96%), галлазит (0—14%), гидрогётит (4—14%) и гиббсит (до 2%). Данные дифференциального термического анализа (см. рис. 36, обр. 49/60, 49/62) показывают, что породы состоят, главным образом, из каолинита, гидроокислов железа и, возможно, гиббсита. Максимальные содержания свободного глинозема в гидрогётит-каолинитовой зоне составляют 1,19%.

Химический состав пород коры выветривания второго горизонта приводится в табл. 37 (обр. 49/60, 49/62, 49/66, 49/69, 49/84). Перекрывается кора выветривания пачкой выветрелых пестроцветных аргиллитов (1,2 м).

В третьем горизонте коры выветривания (см. рис. 35, проявл. 20), сформировавшемся по делювию туфогенно-осадочных и осадочных терригенных пород, заполнивших жерло, также выделяются две зоны (см. рис. 36):

20,0—55,5 м — каолинит-монтмориллонитовая — представлена вязкими глинами пятнистой текстуры. В их окраске преобладают голубовато-зеленовато-серые, охряно-желтые и коричнево-красные тона. Термические анализы (обр. 49/52, 49/40) из нижней части зоны дают каолинит с примесью монтмориллонита. Это подтверждается и рентгеноструктурным анализом. В верхней половине зоны эндоэффект монтмориллонита заметно увеличивается (обр. 49/26, 49/20) и появляется довольно четкий эндоэффект 300°C , указывающий на присутствие гидроокислов железа, и, возможно, гиббсита. Мощность зоны 36,5 м.

17,6—20, м — пирролизит-гематитовая — представлена вишнево-черной, буро-коричневой оолитовой породой. Химический анализ элювия этой зоны приводится в табл. 37 (обр. 49/19).

Перекрывается кора выветривания конгломератами и песками с линзами углей укугутской свиты (I_1^2). В конгломератах присутствует эпигенетический гипс (см. рис. 36, обр. 49/13). Большую роль в сохранении кор выветривания сыграли обычные для жерл просадки [123].

Несколько слов о возрасте кор выветривания. Установлено, что дайки триасовых долеритов прорывают туфовое тело трубки, вскрытое соседней скважиной. Следовательно, возраст трубки взрыва следует считать дотриасовым.

По жерловым базальтам дотриасового возраста, выведенным на дневную поверхность, развилась кора выветривания, перекрытая впоследствии туфогенными породами. В данном районе установлены туфогенные породы только корвунчанской свиты конца раннего триаса. По-видимому, именно этими породами и была перекрыта кора выветривания, т. е. ее образова-

ние предшествовало формированию корвунчанской свиты и, вероятно, происходило в начале раннего триаса. Следующая кора выветривания развивалась по породам корвунчанской свиты (сохранившиеся отложения ее каолинизированы). Происходило это уже в среднем—позднем триасе. Последовавшие за тем про-

Таблица 38

Химический состав зон
коры выветривания глинисто-карбонатных пород усть-кутского возраста
(Верхне-Юлегорский участок), вес. %

Компоненты	Номер образца			
	202	203	103/254	205
SiO ₂	41,28	59,24	44,57	27,46
TiO ₂	0,51	0,80	2,03	1,08
Al ₂ O ₃	10,63	16,20	21,46	15,60
Fe ₂ O ₃ общ.	5,29	11,05	17,35	32,88
MnO	0,08	0,05	Сл.	0,34
CaO+MgO	19,78	2,13	1,66	1,18
K ₂ O	3,66	3,09	1,33	0,38
Na ₂ O	0,14	0,19	0,10	0,10
H ₂ O	1,32	1,32	2,60	1,45
п. п. п.	17,31	5,93	8,90	19,53

садки в трубке взрыва привели к захоронению двух горизонтов кор выветривания под поздне триасовым делювием туфогенных и осадочных пород. В поздне триасовое—ранне юрское время осадки подверглись выветриванию и были погребены под отложениями укугутской свиты. Наличие гиббсита в средне-поздне триасовой коре выветривания свидетельствует о ее латеритном генезисе.

Верхне-Юлегорский участок (см. рис. 35, проявл. 19, 21). Бурением при заверке аномалий установлены коры выветривания на глинисто-карбонатных породах усть-кутского возраста, сохранившиеся в понижениях доюрского рельефа под осадками ранней юры (см. рис. 35, проявл. 21).

Наиболее типичный разрез коры выветривания вскрыт скв. АН-103 (снизу вверх):

слабо измененные красновато-голубовато-зеленые известковистые аргиллиты с прослоями красных аргиллитов. Мощность 12 м. Обр. 202 (табл. 38);

алевритистые коричневатокрасные глины и глинистые алевролиты с гнездами железисто-глинистой дресвы. Мощность зоны 3—4 м. Обр. 203 и 103/254;

аргиллитоподобная вишнево-красная глина обломочно-бобовой структуры. Мощность 0,2 м. Обр. 205.

Глины состоят из монтмориллонита, каолинита и гидроокислов железа. Аналогичная кора выветривания описана Т. Т. Мо-

гулевой в бассейне р. Ыгыатта в районе р. Хоруу (см. рис. 35, проявл. 17).

На глинах коры выветривания фиксируются переотложенные ее продукты. Они отличаются фациальной пестротой как по простиранию, так и в разрезе и стратиграфически относятся к иреляхской свите ($T_3-I_1^1$). Разрез этих отложений вскрыт скв. АН-103 (см. рис. 35, проявл. 19). На красных монтмориллонит-каолининовых глинах коры выветривания залегают (сверху вниз):

несортированные брекчии, гравелиты, гравелитовые песчаники с прослоями красноватых глин (0,5 м) и аргиллитов (2 м) каолинит-монтмориллонитового состава. Брекчии и гравелиты представлены обломками гидрохлорит-монтмориллонитового, монтмориллонит-каолининового состава. Каолининовые оолиты и железистые бобовины составляют до 20% породы. Рентгеноструктурные анализы глинистой составляющей дают следующий состав: каолинит (30—90%), монтмориллонит (5—45%), галлуазит (0—11%), гидротит (5—12%). Мощность пачки 6 м;

алевролит полевошпат-кварцевый с карбонатным цементом. Мощность 1 м;

гравелиты и песчаники, состоящие из зерен кварца (3—10%), сферолитов сидерита (15—20%), каолининовых (45—70%) и монтмориллонитовых (10—19%) обломков, из которых единичные сохранили реликтовую структуру базальтов. Цемент — дисперсный каолинит (10%).

Интересный участок проявления коры выветривания располагается на левом берегу р. Мархи в 1,4 км выше устья р. Кюсюндэ (см. рис. 35, проявл. 15). Здесь, на базальтах среднего девона (аппаинская свита), В. П. Ивановой и В. Л. Масайтисом [80] установлена доюрская аллитовая кора выветривания.

Участок сложен в основном толщей базальтов видимой мощности 120—130 м. Химический состав пород приводится в табл. 39, обр. 6054-а.

Доюрская кора выветривания вскрыта шурфами. Формировалась она по миндалекаменным базальтам верхней половины толщи. В профиле коры выветривания выделяется снизу вверх три зоны (рис. 37).

Монтмориллонитовая (0,6 м) — сложена черно-зелеными структурными глинами с черными блестящими бобовинами (размером до 1,0 см) и содержит реликты свежих базальтов. В глинах встречаются включения вианита и миндалины, заполненные кварцем. Химическое определение глин приводится в табл. 39 (обр. 6053).

Каолининовая (1,20—1,80 м) — представлена пестроцветными глинами и имеет следующий разрез (снизу вверх):
0,10 м — черно-бурые структурные глины с мелкими пятнами (0,5—1,0 см в диаметре) бледно-серовато-зеленоватого цвета (до 60%). Обр. 6041;

0,30—0,45 м — коричневые жирные сидеритизированные глины с бледно-зеленовато-серыми круглыми пятнами до 1,0 см в диаметре, составляющими до 60% видимой поверхности. В глинах сохраняется структура миндалекаменных базальтов. Обр. 6040;

0,30—0,45 м — красные, сиреневые сидеритизированные глины с круглыми пятнами (до 1 см) бледно-серовато-зеленого цвета (в верхней части до 30%, в нижней — до 60%). Реликты миндалин (до 1,0 см в диа-

Химический состав продуктов коры выветривания участка Кюсюндэ, вес. %

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	S _{вал}	Σ	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	Al ₂ O ₃ свободн.
6022	40,11	27,95	4,38	0,07	6,95	2,17	0,06	0,77	1,00	0,01	0,10	4,82	11,34	Сл.	99,73	0,70	0,42
6018	30,14	20,50	2,70	0,18	3,32	19,32	0,29	0,64	1,24	0,09	0,08	2,36	19,18	0,09	100,13	0,68	0,36
6031В	20,49	47,50	0,34	0,45	3,55	1,30	0,06	0,29	0,83	0,01	0,01	1,51	23,63	—	99,97	2,31	29,81
6031а	26,52	46,81	0,15	0,14	2,31	1,08	0,04	0,35	0,05	—	—	0,74	21,36	—	99,55	1,70	22,89
60,33	26,54	19,01	3,20	0,22	5,49	19,38	0,36	0,98	1,25	0,07	0,07	2,44	20,56	Сл.	99,57	0,72	0,42
387кВ	27,74	44,35	0,18	Не опр.	2,15	0,68	0,03	0,54	0,35	0,05	0,08	2,10	21,52	Не опр.	99,78	1,60	21,00
6055	41,39	29,22	4,00	0,05	5,62	2,41	Сл.	0,71	1,34	0,09	0,08	3,66	10,88	0,20	99,65	0,70	0,52
6042	32,81	24,15	6,03	0,79	6,10	10,40	0,22	1,23	1,26	0,01	0,01	3,72	13,23	Сл.	100,02	0,74	0,94
353а	16,42	22,98	5,62	18,40	4,20	4,24	0,17	8,46*	2,12	0,63	1,13	3,37	12,25	Не опр.	99,99	1,40	Не опр.
6043	25,57	20,49	8,95	1,82	8,43	14,89	0,28	1,50	1,19	0,09	0,04	2,04	14,89	0,10	100,28	0,79	0,94
6045	36,73	26,93	3,52	0,11	4,24	10,51	0,06	0,64	0,67	0,03	0,04	1,77	14,58	0,04	99,96	0,73	0,57
к-10-5	21,48	14,14	2,13	2,05	2,91	22,10	0,76	8,50	1,16	0,17	0,20	3,98	20,41	Не опр.	99,99	0,66	Не опр.
6034	35,64	25,69	4,40	0,16	4,15	9,57	0,63	0,86	1,40	0,13	0,07	3,11	14,72	Сл.	100,53	0,72	0,47
6035	31,73	19,53	3,40	0,57	3,53	16,70	0,62	1,14	1,72	0,23	0,43	2,02	18,52	—	100,23	0,61	0,47
6036	16,09	11,94	1,57	5,30	2,72	28,14	0,64	7,15	0,98	0,19	0,14	1,25	24,22	—	100,33	0,74	0,52
6037	28,20	19,17	2,75	0,34	3,77	21,52	0,24	1,14	1,35	0,09	0,33	1,50	20,08	Сл.	100,48	0,70	0,42
6038	39,39	24,76	3,40	0,26	7,76	5,90	0,16	0,83	1,14	0,09	0,28	2,65	13,43	—	100,08	0,63	0,31
6039	39,00	25,87	2,90	0,24	3,94	8,78	0,11	0,85	1,35	0,09	0,53	2,90	13,84	—	100,41	0,66	0,31
6040	37,06	26,61	4,40	0,35	5,24	8,06	0,18	0,85	1,25	0,09	0,12	2,23	14,08	—	100,53	0,72	0,78
6041	36,29	26,17	5,15	0,20	6,93	6,77	0,12	0,93	1,19	0,09	0,10	2,57	13,45	—	100,01	0,72	0,52
6053	41,24	13,90	2,80	0,48	10,11	4,27	0,03	2,14	6,70	0,40	0,60	9,17	8,11	Сл.	99,95	0,34	0,05
6054а	56,28	9,28	0,62	0,20	4,82	7,93	0,07	1,97	2,46	0,54	5,48	1,44	8,41	0,07	99,57	0,16	—

* Σ CaO, BaO, SrO.

метре), заполнены сидеритом, маршаллитизированным агатом и халцедоном. Обр. 6039;

0,20—0,30 м — красные жирные сидеритизированные глины с единичными круглыми пятнами (до 1,0 см) бледно-серовато-зеленого цвета. Обр. 6037, 6038.

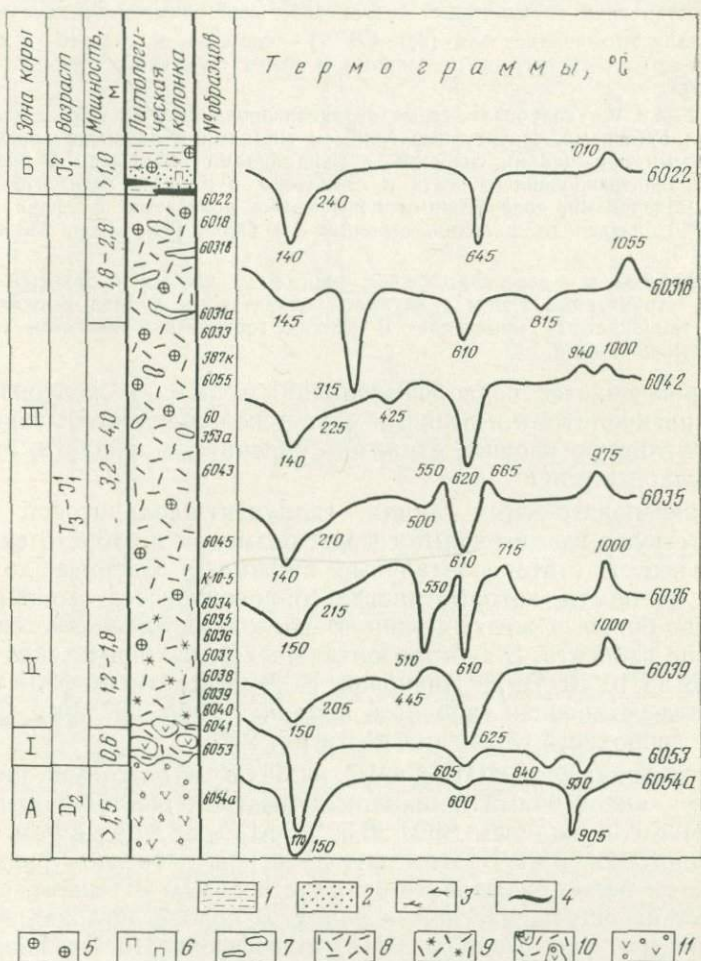


Рис. 37. Литолого-термическая характеристика коры выветривания на р. Мархе (левый берег, в 1,4 км выше устья р. Кюсюндз).

1—11 — зоны коры выветривания (I — монтмориллонитовая, II — каолинитовая, III — галлуазит-каолинитовая); А — субстрат; Б — перекрывающие породы.

1 — алевролиты; 2 — пески; 3 — растительный детрит; 4 — пропластки углей; 5 — сидеритизация; 6 — пиритизация; 7 — реликтовые гнезда бокситовых пород, бокситов, сидерита; 8—9 — структурные глины (8 — зеленовато-голубовато-серые, 9 — пестроцветные); 10—11 — мицдалекаменные базальты (10 — дезинтегрированные, 11 — свежие)

0,10—0,25 м — желто-зеленые с красными круглыми пятнами сидеритизированные жирные глины, содержащие фосфаты (P_2O_5 — 5,3%). Обр. 6036;

0,15 м — прерывистый линзовидный горизонт ярко-зеленых глин с мелкими и редкими круглыми красными пятнами до 0,3 см в диаметре. Обр. 6035;

0,05 м — прерывистый линзовидный горизонт ярко-зеленых глин с мелкими и редкими круглыми желтыми пятнами до 0,3 см в диаметре. Обр. 6034.

Состав глин каолинитовый с незначительной примесью галлуазита.

Галлуазит-каолинитовая (5,0—6,8 м) — сложена зеленовато- и голубовато-серыми структурными глинами и имеет следующее строение (снизу вверх):

3,2—4,0 м — голубовато-серые сидеритизированные, иногда с зеленоватыми оттенками, структурные глины с гнездами и различно ориентированными прожилками сидерита, с миндалинами (до 1,0 см в диаметре) маршаллитизированного агата и халцедона, а в низах горизонта водными минералами, содержащими повышенные количества фосфора (1,82—18,4%), алюминия, кальция, стронция и бария [80]. Обр. 353-а, 6043, К-10-5;

1,80—2,80 м — зеленовато-серые, иногда со слабым буроватым оттенком, структурные глины галлуазит-каолинитового состава с включениями темноцветных минералов. В верхах горизонта появляется примесь монтмориллонита.

Перекрывается кора выветривания серыми и желтовато-серыми алевролитами и песками укугутской свиты (I_1^2), содержащими углистую крошку, стяжения сидерита, марказита, пирита и пропластки углей.

В зеленовато-серых глинах галлуазит-каолинитовой зоны присутствуют изометричные гнезда, размером до 15×15 см, вертикальные и субгоризонтальные прожилки сидерита до 10—15 см мощности, которые иногда сопровождаются скоплениями вишнево-бурых и желтых глин. В последних улавливается присутствие гиббсита. В субгоризонтальных белых прожилках мощностью до 10 см, В. П. Ивановой, В. Л. Масайтисом [80] кроме сидерита установлен гиббсит и каолинит (обр. 387 к/в). Содержание свободного глинозема достигает 21%.

Сотрудниками СНИИГГиМС и ЯТГУ в одном из шурфов встречен аналогичный прожилок диаметром около 15 см (обр. 6031-а) с содержанием SiO_2 26,52%, Al_2O_3 46,81%, в том числе свободного 22,89%. В этом шурфе вскрыто гнездо размером 10×15 см белых, желтовато-белых с розовым оттенком, слегка жирных на ощупь, массивных пород. В породе устанавливается гиббсит (см. рис. 37, обр. 6031в, эндоэффект 315°С), каолинит (610,1055°С), галлуазит (145°С, 610°С, 1055°С) и хлорит (815°С). Рентгеноструктурный анализ дает следующий примерный состав породы: гиббсит 45%, каолинит, галлуазит 50%, шамозит 5%. Валовое содержание в породе SiO_2 20,49%, Al_2O_3 47,50% из них свободного 29,8%. Кремневый модуль (2,31) свидетельствует, что это боксит.

Петрографическое изучение боксита показало, что гиббсит распределяется по породе в виде крупных участков, выполненных мелко- и скрытокристаллическими агрегатами. Общая мас-

са сложена галлуазитом и каолинитом с прожилками шамозита и гнездами сидерита. Бокситы обеднены железом и титаном.

Несколько мелких угловатых обломков бокситов размером до 2 см обнаружено в аллювии р. Мархи, вблизи проявления Кюсюндэ (0,2—0,3 км). Ниже по течению обломки бокситов и

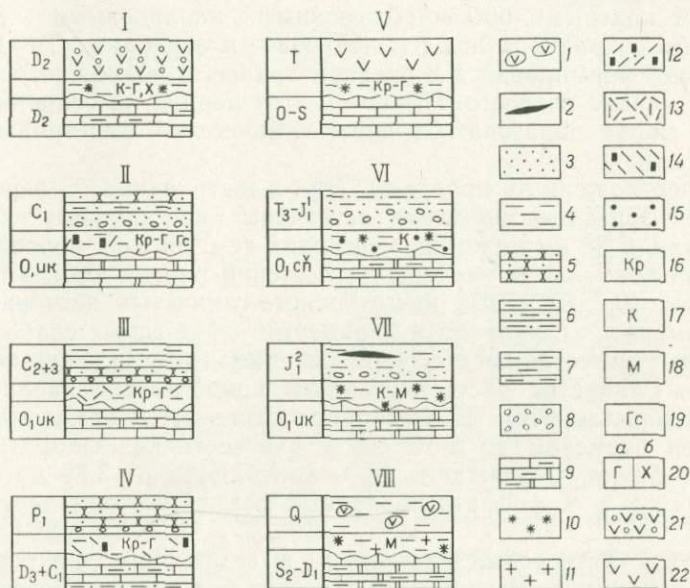


Рис. 38. Изменения состава кор выветривания, залегающих на карбонатном ложе, в зависимости от возраста перекрывающих пород. Восточная окраина Тунгусской синеклизы. Разрезы кор выветривания: I — р. Марха, левый берег, 1,1 км выше устья р. Кюсюндэ, шурф 23; II — р. Курунг-Юрях, левый приток р. Малой Ботубини; III — верхнее течение р. Ирелях и среднее течение р. Улахан-Курунг-Юрях, правые притоки р. Вилюя; бассейн р. Ыгыатты, скв. 44, 45, 55, 60, 61, 62, 66, 67, 69; IV — р. Вилюя, правый берег, вблизи устья р. Тас-Юрях; V — левобережье р. Сохолоох-Мархинский, скв. 414; VI — верховья р. Юлегир, левый приток р. Большой Ботубини, скв. 103-1; VII — р. Ыгыатта, район р. Хоруу; VIII — р. Могды, среднее течение, левый берег. 1 — валуны траппов; 2 — пропластки углей; 3 — пески; 4 — глины; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — конгломераты; 9 — известняки, доломиты, мергели. Характеристика коры выветривания: 10—14 — цвет (10 — красный, кирпично-красный, 11 — сиреневый, 12 — буровато-серый, 13 — зеленовато-серый, 14 — желто-зеленый); 15 — структура обломочно-бобовая; 16—19 — состав (16 — карбонатный, 17 — каолинитовый, 18 — монтмориллонитовый, 19 — гидрослюдистый); 20 — примеси (а — гипс, б — хлорит). 21 — миндалекаменные базальты; 22 — траппы

бокситовых пород не встречаются. В поверхностных условиях сидерит окисляется и бокситы приобретают вишнево-бурую, вишнево-желтую пятнистую окраску.

Анализ вещественного состава кор выветривания на палеозойских карбонатных породах (рис. 38) восточной окраины Тунгусской синеклизы от девона до четвертичного времени показал, что состав глин элювия на одинаковом субстрате не зависит от литологии перекрывающих пород, а в определенной мере является функцией их возраста, т. е. состав коры выветривания

отражает те климатические условия, которые непосредственно предшествовали времени ее перекрытия и консервации. Следовательно, при определении возраста коры выветривания необходимо учитывать возраст перекрывающих пород. Из предоставленных на рис. 38 разрезов разновозрастных кор выветривания видно, что наиболее зрелый элювий карбонатных пород, сложенный красными бобово-обломочными каолиновыми (95%) глинами, сохранился под рэт-лейасовыми осадками ($T_3-I_1^1$) и, очевидно, формировался в среднем триасе, а возможно, частично и в начале позднего. Именно в этот период на основных породах могла образоваться кора химического выветривания с бокситами.

Переотложенные продукты кор выветривания, вероятно, дальней зоны выклинивания встречены по правому берегу р. Мархи, в 85 км ниже пос. Энгердых (см. рис. 35, проявл. 13). У уреза воды, среди песчаных отложений ранней юры, выходит горизонт (0,7 м) серых известковисто-глинистых песчаников и конгломератов с линзами и караваями черно-серых слабо битуминозных известняков с фауной пелеципод и конкрециями марказита. Глинистая часть песчаников представлена каолинитом и монтмориллонитом. В песчаниках отмечаются стяжения фосфоритов размером до 3—5 см, а в известняках фосфатизированная фауна. Содержания P_2O_5 колеблются от 3,89 до 6,11% на породу, а в фосфатизированных раковинах они достигают 18,7%.

Другой интересный тип коры выветривания в бассейне р. Мархи связан с сернокислотным выветриванием. Коры выветривания установлены М. И. Плотниковой и др. [191] в следующих местах: на левом берегу р. Мархи, в 0,3 км ниже устья р. Нымэлимэ (проявл. 11); на правом берегу р. Мархи непосредственно ниже устья р. Собо (проявл. 12) и в приустьевой части р. Улахан-Дьюктели (проявл. 14). Образования коры выветривания вдаются карманообразно в поверхность неизмененных глинисто-карбонатных и карбонатных палеозойских пород, имеют мощность около 6 м и перекрыты раннеюрскими континентальными отложениями.

Однако в каждом проявлении они различаются как по вещественному составу, так и по времени формирования элювия.

Проявление современного сернокислотного выветривания (см. рис. 35, проявл. 12). Уже при выходе на берег вблизи проявления ощущается резкий запах сернистого газа (SO_2). Береговой склон сразу же от уреза воды покрыт коркой серых землистых и бледно-желтых выцветов, занимающих площадь примерно 20—25×180—200 м. Коренные породы склона (рис. 39) представлены толщей нижней юры, сложенной двумя горизонтами (снизу вверх):

серые, беловато-серые мергели, известковистые конгломераты, песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевого состава с караваеподобными

линзами черных битуминозных известняков. Породы интенсивно обогащены пиритом, марказитом и мельниковитом как в землистых и мелкокристаллических агрегатах, так и в форме почковидных стяжений и образований диаметром до 30 см. Горизонт водоупорный; видимая мощность 3—5 м;

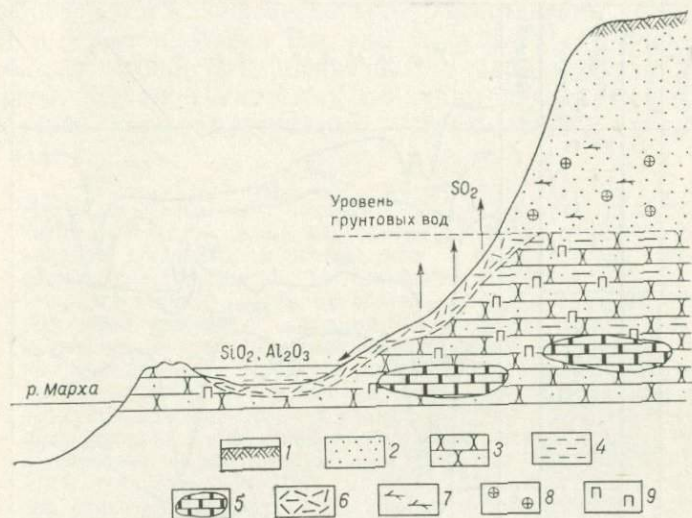


Рис. 39. Схема расположения современной коры сернокислотного выветривания на р. Мархе (правый берег, в 0,3 км ниже устья р. Собо).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — пески юрского возраста; 3 — мергели, известковые конгломераты, песчаники и алевролиты юрского возраста; 4 — пепельно-серые, желтоватые современные глины; 5 — караваяподобные линзы черных битуминозных известняков с юрской фауной; 6 — современная кора выветривания; 7 — обуглившиеся растительные остатки; 8 — сидеритизация; 9 — пирит, марказит, мельниковит

рыхлые мелкозернистые серые и светло-серые, часто косослоистые пески с углистой сечкой и редкими стяжениями сидерита. Горизонт водоносный; мощность 35—50 м.

На контакте толщ грунтовые воды высачиваются на дневную поверхность и стекают вниз по обнажению, сложенному породами нижнего горизонта. Происходит окисление сульфидов железа с образованием серной кислоты и лимонита.

Серная кислота воздействует на нижележащие осадки и преобразует их. Породы обесцвечиваются, полевые шпаты разлагаются, кварц частично растворяется. Термические и химические анализы свидетельствуют о появлении в этой зоне галотрихита (рис. 40, обр. 2), копиапита, вероятно, метавольтина (обр. 3), образующих желтовато-серые мелкозернистые рыхлые массы. Мощность зоны 0,3—0,4 м.

Проработка мергелей, известковых конгломератов, песчаников и алевролитов серной кислотой сопровождается появлением опала (обр. 5, 6) и каолинита. Опал накапливается в форме шариков размером до 0,06 мм и образует сыпучку (маршаллит), к которой примешивается каолинит.

Ближе к контакту с неизмененными породами образуется зона светло-серых, пепельно-серых глин, насыщенных полуразложившимися пиритом, марказитом и мельниковитом. Термические анализы (см. рис. 40, обр. 7—9) свидетельствуют о присут-

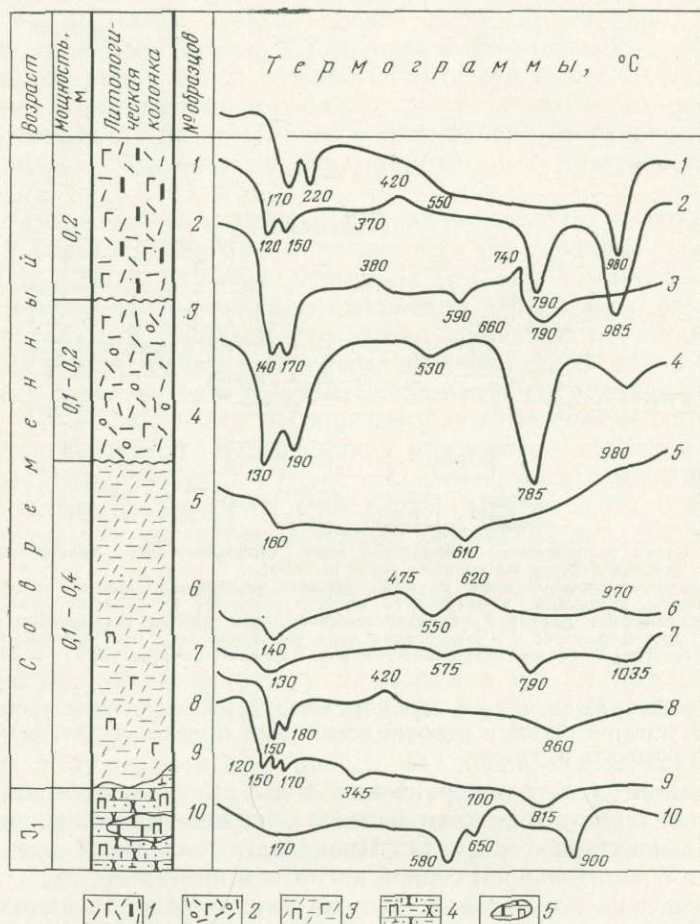


Рис. 40. Литолого-термическая характеристика современной коры выветривания на р. Мархе (правый берег, в 0,3 км ниже устья р. Собо).

1 — буро-железняковая порода с гипсом; 2 — метавольтин-копиапитовый горизонт с гипсом; 3 — каолинит-маршаллитовый горизонт с полуразложившимися сульфидами и гипсом; 4 — мергели, известковые конгломераты, песчаники, алевриты с обилием сульфидов; 5 — караваяподобные линзы черных битуминозных известняков

ствии в глинах гидрослюд, кварца, примеси гипса и мелантерита (обр. 9). Общая мощность зоны 0,1—0,4 м.

В результате разложения полевых шпатов серной кислотой, грунтовые воды обогащаются Al_2O_3 и SiO_2 . Стекая по обнажению, они скапливаются в углублениях на берегу и соприкасаясь

с породами дна и стенок углублений вызывают химическое их изменение и постепенно нейтрализуются. Образуется гидрослюда с примесью каолинита и гелей кремнезема. Все это в виде тонко отмученной пепельно-серой макрослоистой глины оседает на дно углублений.

Доюрская кора сернокислотного выветривания установлена на левом берегу р. Мархи (см. рис. 35, проявл. 11). Сформировалась она по глинисто-карбонатным породам силура и была перекрыта песчано-глинистыми осадками ранней юры. Разрез образований коры выветривания (сверху вниз) следующий (рис. 41):

- 3,5 м — желтовато-зеленоватые, пепельно-серые, голубовато-серые тонкоплитчатые сухаристые, либо жирноватые на ощупь глины. Термические анализы указывают на присутствие в глинах кварца, каолинита, гидрослюды (обр. 3а, 4а, 7а), лимонита и ярозита (обр. 5а, 6а, 7а). Кварц составляет до 8% от объема породы и в форме изометричных зерен рассеян в глинистой массе. Зерна терригенного кварца имеют резкие границы с окружающей глиной, а аутигенного — неясные, расплывчатые. Ярозит и лимонит распределены в глинах в виде мелких гнезд и придают им желтовато-пятнистую окраску. Содержания валового Al_2O_3 в глинах составляет 9,07—15,04%;
- 2,0 м — пятнистоокрашенные глинисто-железистые легкие пористые породы, содержащие ярозит, лимонит, гипс (обр. 12а). Содержание валового Al_2O_3 в породах 6,91—8,0% и Fe_2O_3 15,77—46,50%. Кроме этого в них отмечаются гнезда белого порошкового вещества, состоящего из гипса и кальцита (обр. 8а). Встречаются участки целиком сложенные доломитовой сыпучкой (обр. 9а), гипсом (обр. 11а) или плитчатыми глинами (обр. 13а), аналогичными по составу описанным ранее в 3,5 м горизонте;
- 1,0 м — серая доломитовая сыпучка (обр. 15а) с гнездами гидроокислов железа.

Ниже следуют неизменные породы силура, представленные доломитами с прослоями темно-бурых аргиллитов (обр. 16а, 17а).

Сравнивая разрез коры выветривания р. Нымэлимэ и р. Собо, можно отметить, что в первом случае профиль сформировался в углублениях древнего доюрского рельефа, а верхний 3,5-метровый горизонт глин мог являться как элювием, так и хемогенным осадком, синхронным коре выветривания, залегавшей на возвышенных частях древнего рельефа. По преимущественному минеральному составу кору выветривания можно отнести к ярозит-лимонитовому типу.

В 0,3 км ниже по течению р. Мархи от проявления Нымэлимэ-1 вскрывается аналогичный разрез коры выветривания (Нымэлимэ-2), но уже на известково-глинистых породах (см. рис. 35, проявл. 25). Здесь на неровной поверхности неизменных аргиллитов и мергелей под глинистыми продуктами коры выветривания вместо карбонатной муки и щебенки залегают прерывистый горизонт мощностью до 0,6 м гипс-алюминитовых пород с содержанием свободного глинозема 8,49—15,38%.

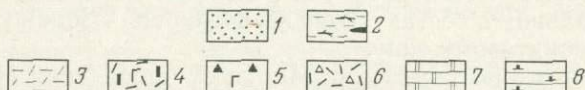
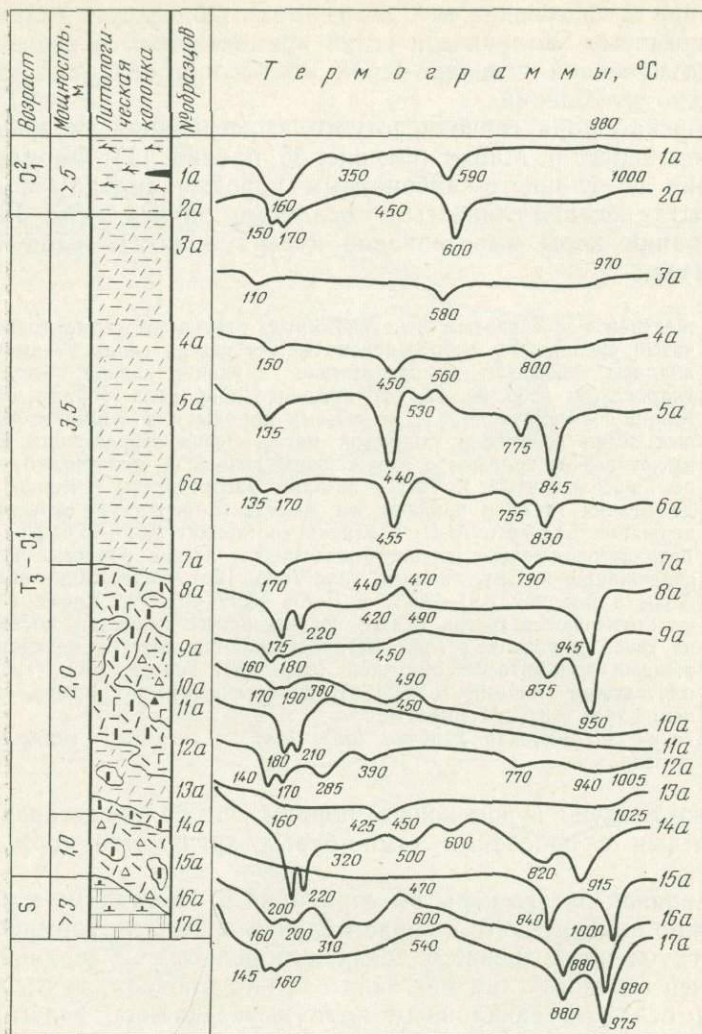


Рис. 41. Литолого-термическая характеристика древней коры сернокислотного выветривания на р. Мархе (левый берег, в 0,3 км ниже устья р. Ньёмэлимэ).

1 — пески; 2 — глины с включениями растительного детрита и линз углей; 3 — пепельно-серые, желто-серые тонколитчатые глины; 4 — ярозит-лимонитовые породы; 5 — лимонитовая брекчия с гипсом; 6 — доломитовая сыпучка; 7 — карбонатные породы; 8 — битуминозные известковистые аргиллиты

Примером элювиальных образований на возвышенных частях древнего рельефа может служить проявление алюминитовой коры выветривания на правом берегу р. Мархи, в 1,3 км ниже устья р. Улахан-Дьюктели (см. рис. 35, проявл. 14). Кора выветривания залегает на аргиллитах среднего ордовика и перекрывается раннеюрскими песками с углистой сечкой.

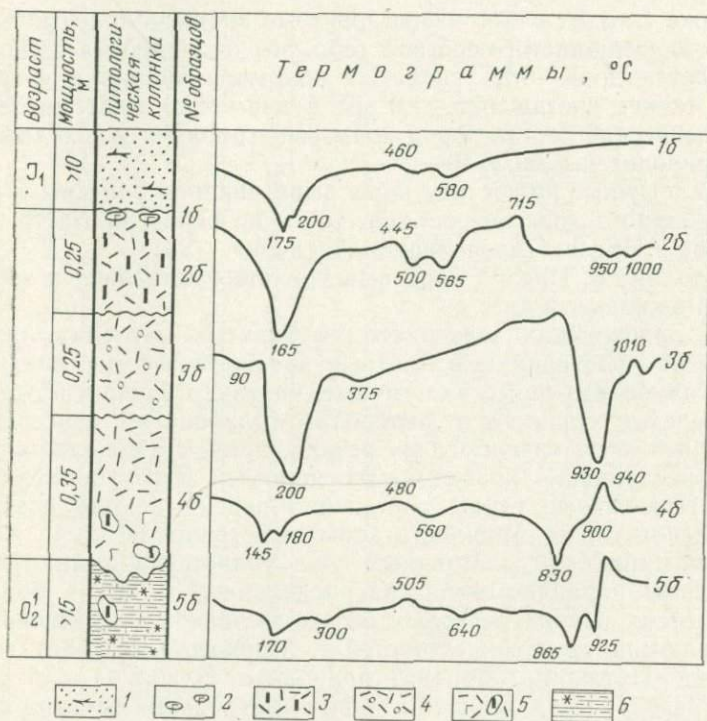


Рис. 42. Литолого-термическая характеристика алюминитовой коры выветривания на р. Мархе (правый берег, в 1,3 км ниже устья р. Улахан-Дьюктели).

1 — пески и аевролиты ранней юры, содержащие включения углистой сечки; 2 — окатыши выветрелых пористых базальтов, насыщенных гипсом; 3 — железисто-кремнистая порода; 4 — белые, слабо сцементированные массы алюминита; 5 — бело-серые глины с включениями гипса и гидроокислов железа; 6 — вишнево-красные известковистые аргиллиты

Разрез коры выветривания сверху вниз следующий (рис. 42):

зеленовато-бурые пористые легкие кремнисто-железистые породы обломочной структуры. В кровле горизонта встречается хорошо окатанная галька, размером до 7—10 см хрупких, пористых зелено-серых базальтов. Поры в них обычно заполнены кристаллами гипса размером до 3 мм (обр. 1 б). В кремнисто-железистых породах (обр. 2 б) присутствует кварц, мелкозернистые агрегаты аутигенного халцедона, монтмориллонита, сферолиты сидерита, гидроокислы железа, ярозит и незначительная примесь алюминита, гипса, органики 0,25 м

белая слабо цементированная порода, состоящая из волосовидных и игольчатых кристаллов алюминита (обр. 3б) с примесью каолинита. Из результата анализа видно, что валовое содержание Al_2O_3 составляет 28,8%. Кремневый модуль 8,2	0,25 м
серые глины кальцит-каолинитового состава (обр. 4б) с гнездами гидроокислов железа и органики. В общей массе глин равномерно распределены угловатые обломки кварца. Трещины и пустоты заполнены кристаллами гипса	0,35 ..

Ниже следует слабо известковистые вишнево-красные аргиллиты гидрослюдистого состава (обр. 5б). В общей массе породы отмечается до 6—8% угловатых обломков кварца и фиксируются мелкие гнезда (0,5—1,0 мм в диаметре) карбонатов.

Химический состав пород коры выветривания и исходных пород приводится в табл. 40.

Аналогичные по составу коры выветривания описаны в районе г. Мирного (рис. 35, проявл. 18) и по рекам Ыгыатта (проявл. 16) и Ирелях (проявление «Пятачок» — 23).

В долине р. Ирелях кора выветривания встречена и изучена И. С. Рожковым и др.

На ордовикских зеленовато-голубоватых мергелях, переходящих по простиранию в плотные красно-бурые мергели, залегают голубовато-серые пластичные, частично алевритистые глины. Переход к глинам от зеленовато-голубоватых мергелей постепенный, а от красно-бурых резкий, причем наблюдается тонкое переслаивание красно-бурых мергелей и голубовато-серых глин. Пластичные глины постепенно перекрываются осадками иреляхской свиты. Мощность коры выветривания 1,5 м. Характерным минералом пластичных глин является водный сульфат из группы параалюминита, распределенный в них в больших количествах в виде округлых белых желваков. Химический состав алюминита из окрестностей г. Мирного (обр. 18а) и проявления «Пятачок» (обр. 19а) приводится в табл. 41.

Образование алюминита в коре выветривания связано с проработкой пород субстрата сернокислыми растворами. Однако, как в глинисто-карбонатных породах силура у р. Ньимэлимэ, так и в аргиллитах ордовика у р. Улахан-Дьюттели, встречаются только мелкие единичные включения пирита, окисление которого не могло обеспечить соответствующей интенсивности процессов выветривания. Следовательно, источник серной кислоты был другой.

За последние двадцать лет в бассейне р. Вилюй установлено и изучено несколько десятков проявлений кор выветривания по траллам [199] и кимберлитам [206]. Для кор выветривания, сохранившихся на траппах только под раннеюрскими осадками, характерна следующая общая зональность (сверху вниз):

рыхлая слабо связанная или сыпучая порода монтмориллонитового состава желтовато-серого, участками зеленовато-серого цвета с незначительной примесью дресвы разрушенных трапп-

Распределение компонентов по профилю коры выветривания на правом берегу р. Мархи, в 1,3 км ниже устья р. Улахан-Дьюктели, вес. %

№ обр.	Объем. вес. г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{вал}	SO ₃	S _{сульфид}	H ₂ O	П.п.п.	Σ	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	Al ₂ O ₃ сво-бодн.
16	2,04	56,01	15,72	1,60	0,11	7,80	He опр.	0,08	3,16	2,43	2,22	2,29	—	1,90	0,34	2,96	3,12	99,74	0,28	0,10
26	1,67	29,63	9,20	0,52	0,34	20,19	0,72	0,18	4,65	4,97	0,17	2,95	—	12,93	0,81	7,16	5,95	100,37	0,31	0,16
36	1,72	3,53	28,87	0,05	0,12	1,03	0,14	—	1,57	0,42	0,03	0,26	—	23,55	—	21,72	18,98	100,27	8,20	26,15
46	1,77	37,51	10,87	0,64	0,43	5,24	0,86	0,29	8,51	11,39	0,17	3,25	—	1,20	0,82	2,65	16,34	100,16	0,29	0,10
56	1,92	33,40	9,55	0,62	0,45	9,26	0,93	0,34	8,58	12,24	0,17	3,25	0,31	—	—	2,27	19,19	100,56	0,29	0,16

Таблица 41

Химический состав образований коры выветривания и ее переотложенных продуктов, вес. %

№ обр.	Объемн. вес. г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	S _{вал}	SO ₃	CO ₂	Σ	Al ₂ O ₃ сво-бодн.
18a	—	—	36,72	0,93	—	—	—	—	—	—	—	—	44,53	0,51	—	17,30	—	99,99	—
19a	—	0,78	36,37	0,26	—	—	0,04	—	0,23	0,18	—	—	48,03	—	—	14,56	—	100,45	—
20a	—	47,64	15,71	2,51	10,98	1,75	0,15	0,02	10,17	7,59	2,02	0,57	0,47	—	0,06	—	0,37	100,05	—
21a	—	33,50	27,49	19,31	1,12	2,01	0,10	0,16	Сл.	0,93	0,33	—	2,78	12,13	0,05	—	0,39	100,30	—
22a	—	12,24	16,20	45,97	4,07	5,20	0,54	—	Сл.	1,17	0,43	—	2,81	11,28	Сл.	He опр.	0,55	100,46	—
5945/1	—	33,99	5,82	43,80	0,35	0,92	0,37	0,04	0,21	0,15	0,27	4,27	1,52	7,76	0,05	—	—	99,53	0,10
5945/2	—	25,53	5,29	53,59	0,36	0,32	0,47	0,07	0,43	0,52	0,19	2,95	1,93	8,85	—	—	—	100,50	0,16
Ан-9-19	—	38,41	19,53	15,39	1,49	2,60	0,18	0,28	1,63	2,95	0,97	0,72	5,82	9,55	Сл.	—	—	99,52	0,58
5Н-1	1,75	41,50	19,00	15,81	1,50	2,20	0,11	0,16	2,97	2,36	0,81	0,60	5,14	8,26	Сл.	—	—	100,42	0,37
5Н-2	2,00	39,46	21,89	14,64	1,61	1,35	0,18	0,14	2,30	2,84	0,54	0,42	4,63	9,64	Сл.	—	—	99,64	0,63
5Н-3	2,72	48,42	15,48	3,70	7,71	1,14	0,14	0,11	10,17	7,02	2,09	0,42	0,87	2,27	Сл.	—	—	99,54	0,16
25/1	1,80	44,14	33,00	2,20	0,29	2,30	0,06	Сл.	0,28	1,05	Сл.	0,14	4,50	12,10	—	—	0,33	100,39	—
25/3	2,20	42,78	32,60	4,34	0,43	2,01	0,24	0,03	0,34	1,03	Сл.	0,15	4,35	11,90	—	—	—	100,20	—
25/4	2,10	47,60	22,48	8,25	0,53	1,51	0,14	0,04	3,23	3,33	1,43	0,29	5,20	5,66	—	—	—	99,69	—
25/7	2,50	49,22	18,10	4,37	4,96	1,20	0,17	0,12	10,58	5,13	2,01	0,30	2,06	1,86	—	—	—	100,08	—
25/14	2,85	50,68	16,04	2,68	8,12	1,13	0,16	0,19	11,21	6,17	1,97	0,52	0,88	0,35	—	—	—	100,10	—

пов, в которых сохраняются еще свежие моноклинные пироксены и реликты плагиоклазов

10—12 м

дресва сильно хлоритизированных и ожелезненных траппов с примесью монтмориллонитовых глин (до 10—20%). Из минералов легкой фракции присутствуют серпентин, плагиоклаз, кварц, карбонаты, а в тяжелой — моноклинный пироксен, лимонит, магнетит, гематит

40 м

крупнообломочный и глыбовый элювий, постепенно переходящий в слаботрещиноватые коренные породы. Основная масса пород сложена плагиоклазами. Последние интенсивно карбонатизированы и хлоритизированы, порой по ним развивается анальцим. Вся порода разбита сетью трещин, выполненных минералами анальцим-кальцитового состава

до 38 м

Для кор выветривания характерны накопление Al_2O_3 , незначительный вынос SiO_2 и Na_2O , увеличение потерь при прокаливании и количества H_2O , концентрация Fe_2O_3 в средних горизонтах профиля и сохранение практически постоянных содержания K_2O по всему профилю.

Проведенные термические (рис. 43) и рентгеноструктурные исследования образований, относимых к коре выветривания на траппах в районе г. Мирного, показали, что наряду с серпентином (обр. 5715в, 5715г) в них устанавливается диоктаэдрический и, главным образом, триоктаэдрический монтмориллонит (сапонит). В общей массе это глина желтовато-белого, зеленовато-белого цвета. Однако известно, что железистый сапонит чаще всего имеет гидротермальный генезис и описан, например, Н. В. Агуреевой [2] в гидротермально измененных породах месторождений иссландского шпата по р. Нижней Тунгуске.

Если рассмотреть разрез кимберлитовой трубки «Мир» (рис. 44), то видно, что наиболее измененные породы типа «желтой» и «синей» земли располагаются ближе к контакту кимберлитов с вмещающими породами и вытянуты вдоль него. Исследования показали, что образования типа «желтой» земли состоят из аутигенного кварца, халцедона, гидроокислов железа, серпентина (обр. 5713) с гнездами гипса, ангидрита и включениями неизмененного пирита. В состав «синей» земли, расположенной вслед за первой зоной от контакта, входят оливин, карбонаты, серпентин (обр. 5713а), хлорит, вермикулит, флогопит, диопсид, энстатит, апатит, магнетит, пирит, барит, циркон, иногда алунит. В слабо измененных кимберлитах центральной части трубки наблюдается появление хлорита, серпентина и замещение гранатов карбонатами (обр. 5713в).

Специфический комплекс минералов в образованиях на траппах и кимберлитах, расположение измененных зон вдоль контакта кимберлитов с вмещающими породами и формирование хрупкого сухаристого сыпучего элювия на траппах больше свидетельствуют о гидротермальном их генезисе, связанном с фумарольно-сульфатарной деятельностью.

Фумарольно-сульфатарные поля развивались по траппам вдоль зон региональных разломов в конечную стадию проявле-

ботками кора выветривания прослежена на глубину 8—10 м. Элювий представляет собой сильно измененную глинистую породу красно-бурого или ржаво-желтого цвета с тонкими черными корочками соединений железа с выделениями в виде пятен и прожилков белого глинистого материала с галлаузитом.

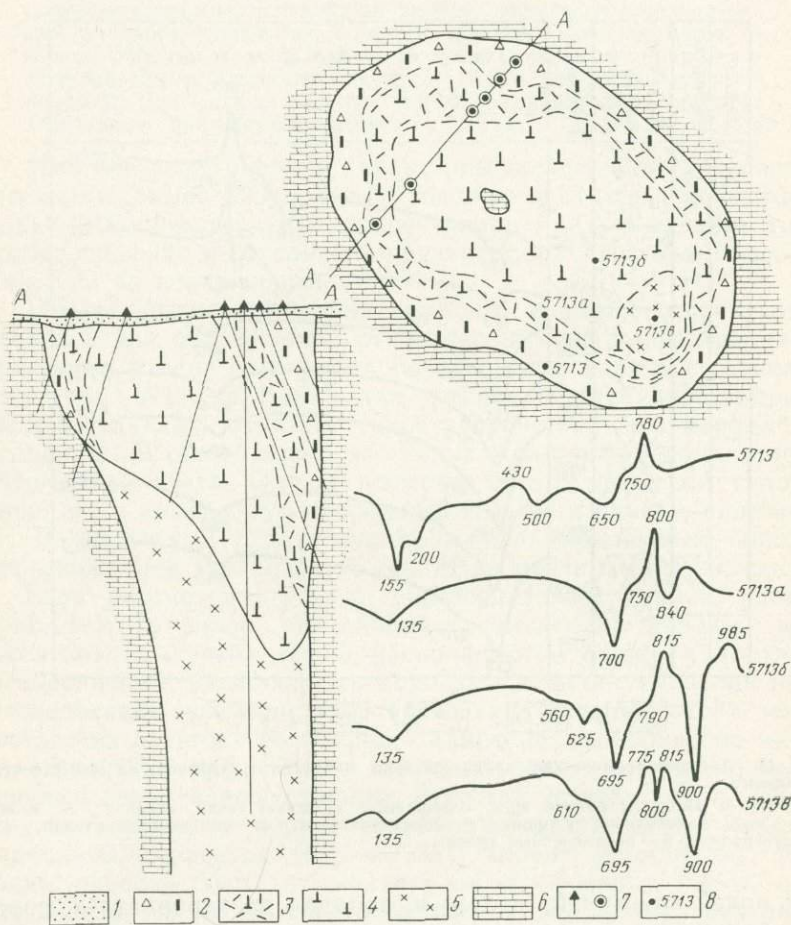


Рис. 44. Схематический план и разрез трубки «Мир» (по А. П. Бобриевичу) и термограммы измененных кимберлитов.

1 — пески; 2 — кремнисто-железистые породы («желтая земля»); 3 — «синяя земля»; 4 — голубовато-зеленые слабоизмененные кимберлиты; 5 — неизмененные кимберлиты; 6 — карбонатные породы; 7 — скважины; 8 — приблизительные места опробования и номера проб

Химическими (см. табл. 41, обр. 20а, 21а, 22а) и термическими [132] исследованиями в коре выветривания установлено наличие свободного глинозема в форме гиббсита. Условно она относится к мел-палеогеновому (?) возрасту.

В последнее время в истоках рек Алакита, Мархи и на левобережье р. Сохолох-Мархинский на останцах с абсолютными отметками 650—700 м вскрыты коры выветривания, развитые по пермско-триасовым долеритам и черекрывающиеся делювиально-осадочными образованиями.

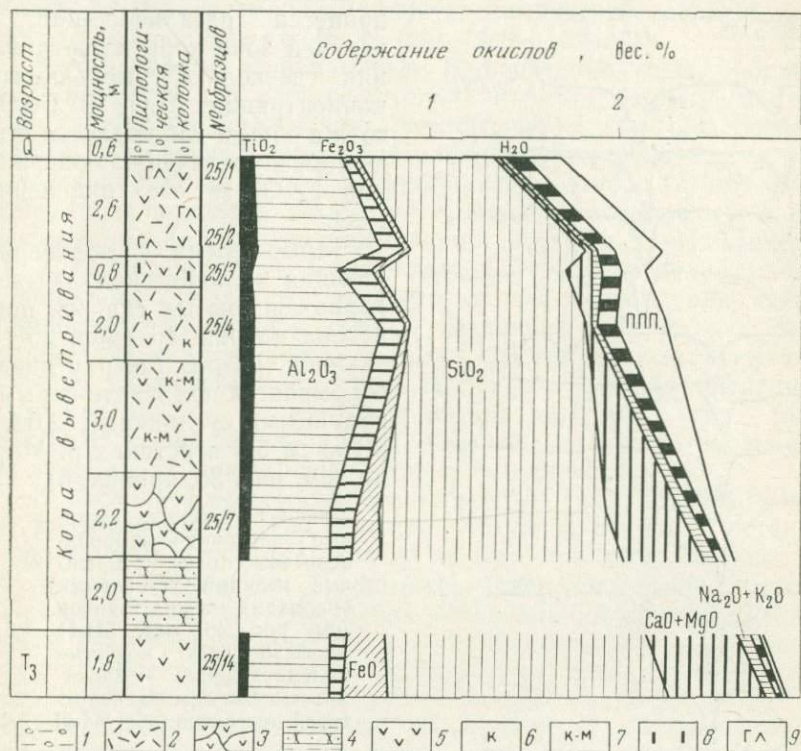


Рис. 45. Литолого-геохимическая характеристика коры выветривания по долеритам в истоках р. Алакит (скв. 25).

1 — серые суглинки с щебенкой и валунами траппов; 2 — выветрелые до глины долериты; 3 — дезинтегрированные долериты; 4 — сливные кварцевые песчаники и алевролиты; 5 — свежие долериты; 6 — каолинит; 7 — каолинит-монтмориллонит; 8 — гидрокислы железа; 9 — галлуазит

В истоках р. Алакита (см. рис. 35, проявл. 5) скв. 25 вскрыла под четвертичными делювиальными глинами (0,6 м) следующий разрез (рис. 45) коры выветривания по долеритам (сверху вниз):

бело-серые структурные глины, в верхней части горизонта галлуазитовые (обр. 25/1, 25/2)	2,6 м
охристые бело-серые, рыхлые глинистые породы (обр. 25/3)	0,8 „
бело-серые структурные глины каолинитового состава (обр. 25/4)	2,0 „
зеленовато-серые структурные глины каолинит-монтмориллонитового состава	3,0 „
темно-зеленые дезинтегрированные долериты (обр. 25/7)	2,2 „

светло-серые сливные кварцевые алевролиты и песчаники . . . 2,0 м
 свежие темно-серые долериты пермо-триаса (обр. 25/14) . . . 1,8 „

Химический состав образований коры выветривания и объемный вес пород приводится в табл. 41. Диаграмма распределения компонентов по профилю коры выветривания (см. рис. 45)

показывает, что в результате процесса ресилификации в верхней зоне коры выветривания несколько уменьшается концентрация Al_2O_3 и Fe_2O_3 , хотя в общем наблюдается тенденция к увеличению содержания Fe_2O_3 за счет окисления FeO .

Термограмма, подтверждающая наличие галлуазита в глинах вскрытых скв. 25, приведена на рис. 46 (обр. 25/1).

Иной разрез (сверху вниз) вскрывается под желто-серыми валунными суглинками (2,0 м), шурфом 5Н в истоках р. Мархи (см. рис. 35, проявл. 6):

вишнево-красные жирные каолинит-монтмориллонитовые глины, насыщенные мелкими угловатыми обломками свежих траппов (см. рис. 46, обр. 5Н-1) 1,0 м
 вишнево-бурые пористые монтмориллонит - каолинитовые породы со структурой долеритов (обр. 5Н-2) 1,0 „

На забое вскрываются слабо дезинтегрированные, но химически неизменные долериты (обр. 5Н-3). Химический состав зон коры выветривания приводится в табл. 41.

Аналогичные вишнево-красные и желто-бурые каолинит-монтмориллонитовые глины,

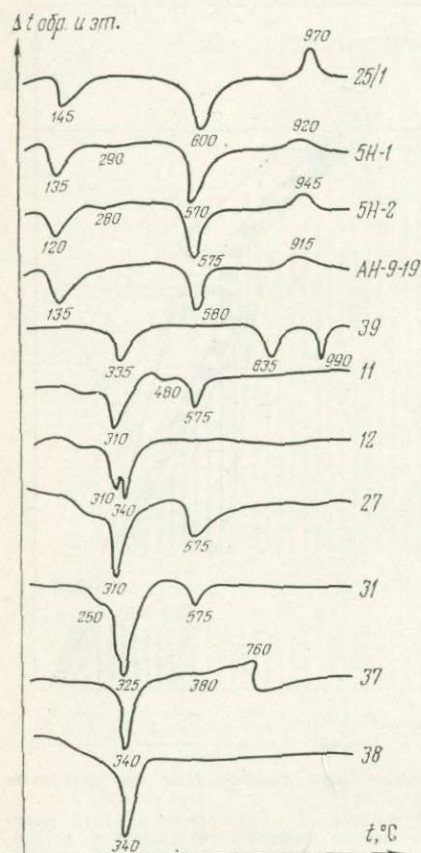


Рис. 46. Термограммы образований коры выветривания Алакито-Мархинского района (ан. 25/1, 5Н-1, 5Н-2, АН-9-19) и Юго-Западного Прианбарья (ан. 39, 11, 12, 27, 31, 37, 38)

представляющие собой переотложенные продукты коры выветривания, описаны Я. И. Полькиным и С. А. Стрелковым [155] на водоразделе р. Верхнего Вилюякана и правых притоков р. Мойеро-Кочо и Чепкокты (см. рис. 35, проявл. 3) на отметках 500—550 м и вскрыты в верховьях р. Сытыкан (проявл. 7) в поле развития известняков. Химический состав глин последнего проявления приводится в табл. 41 (АН-9-19).

Другой тип переотложенных продуктов элювия встречен по правому берегу р. Моркоки (см. рис. 35, проявл. 10), в аллювии р. Киенг-Юрях, (проявл. 9) и в верховьях ручья Траппового (проявл. 4) на отметках 400—450 м. Представлены они железистыми конгломератами. Галька в конгломератах кварцевая, а цемент гидрогётитовый с примесью лепидокрокита, аутигенного кремнезема и каолинита. Химический состав конгломератов приводится в табл. 41 (обр. 5945/1, 5945/2).

Юго-Западное Прианабарье. В последние годы работами КГУ на Ессейской карбонатитовой интрузии вскрыты фосфатные и алюмофосфатные коры выветривания (см. рис. 35, проявл. 2). Фосфатные коры выветривания формировались по магнетит-апатитовым жилам и карбонатитам (табл. 42, обр. 6024, 6005), а алюмофосфатные — по ксенолитам осадочных пород, среди карбонатитов. Эти образования изучались Ю. Н. Заниным, Л. Т. Жировой, П. А. Сердюковой [75]. Представлен элювий глинистыми продуктами зеленого, зелено-желтого или желто-коричневого цвета (обр. 6044-2). В глинах присутствуют псевдовавеллит и встречаются обломки светлой мягкой фосфатной породы, сложенной глинисто-алевритовым коллофанизированным материалом, по которому развит вавеллит (обр. 6046, 6052). В обломках содержатся окатанные и полуокатанные зерна кварца, единичных полевых шпатов и циркона.

В последнее время сотрудниками ВАГТа и СНИИГГиМСа по рр. Аганыли, Джаре, Мойеро, Котую и Тукалану установлены ореолы рассеяния желтых и буро-красных бобовых и структурных бокситов. Петрографо-минералогические исследования показали, что эта галька латеритных бокситов, которые могли формироваться по магматогенным породам в карстах, в пределах распространения карстающих карбонатных пород раннего палеозоя. Последнее предположение подтверждается находками по р. Котую (см. рис. 35, проявл. 1) в раннекембрийских известняках трещин до 60 см в поперечнике, заполненных вишнево-красной и кирпично-красной глиной обломочно-бобовой структуры и щебенкой известняков. Стенки трещин и заполнивший их материал подверглись выщелачиванию. В составе глин присутствуют гидрогётит, кварц, каолинит и гиббсит (см. рис. 46, обр. 39), составляющий до 17,0% породы.

Исследование структур бокситов показало, что вероятным субстратом для их образования служили туфы, пепловые туфы, базальты и долериты. По данным термических (см. рис. 46, обр. 11, 12, 27, 31, 37, 38), петрографических и химических исследований (см. табл. 42, обр. 11, 12 — продукты выветривания по туфам, обр. 19, 22 — по пепловым туфам, обр. 24, 25 — по базальтам, обр. 31, 32, 34 — по долеритам) бокситы состоят из гематита, гётита, гидрогётита, ферриалюмогеля, алюмогеля, алюмогётита, бемита, гиббсита и незначительного количества кварца.

Химический состав продуктов латеритного выветривания по различным поро-

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO
6024	0,96	—	16,49	—	—	32,71	1,33	44,43	—
6005	0,40	—	13,46	—	0,24	32,24	0,81	46,80	—
6044-2	8,26	10,07	19,85	—	—	7,45	—	21,10*	—
6046	12,80	31,72	8,08	—	—	24,50	—	2,84	—
6052	11,30	29,06	2,35	—	—	27,12	—	>3,50*	—
11	2,33	44,65	28,90	1,08	4,20	0,27	0,40	0,36	0,72
12	1,65	37,06	33,38	0,82	3,80	0,26	0,16	0,28	—
19	1,26	44,31	20,49	—	7,20	0,20	0,12	0,07	0,10
22	0,94	51,29	13,83	0,55	2,20	0,19	0,06	0,29	0,15
24	1,20	46,02	24,54	—	4,00	—	—	—	—
25	1,22	46,54	23,20	—	4,00	—	—	—	—
31	1,04	43,16	27,50	1,07	4,08	0,34	0,09	0,07	0,20
32	0,91	46,94	20,68	1,00	3,48	0,31	0,13	0,28	0,41
34	0,72	47,22	21,79	—	4,48	0,16	0,15	-0,28	0,26

* Σ CaO, BaO.

Витимо-Патомское нагорье

Кора выветривания на Витимо-Патомском нагорье изучена слабо. Впервые она была отмечена А. П. Герасимовым в 1904 г. в долине кл. Александровского. В 1923 г. В. А. Обручев подчеркнул значительную ее роль в формировании россыпей. Исследование ее проводилось геологами ЦНИИГРИ (Г. Д. Карамышевой, И. Л. Шофман, Б. В. Аминовым и Ю. П. Казакевич и др.), ИГУ (В. В. Коткиным, В. И. Агаревым, В. И. Сучковым, Е. К. Фокиным и др.). Авторы настоящей статьи в 1973—1974 гг. занимались изучением бокситоносности мезозойско-кайнозойской коры выветривания. Она развивается на породах разного петрографического состава и возраста. Элювий на этой территории имел, вероятно, широкое площадное распространение, но затем был уничтожен и в настоящее время сохранился только в отдельных местах (рис. 47). Ниже приводится характеристика наиболее типичных проявлений коры выветривания.

Кора выветривания по различным сланцам патомской серии позднего протерозоя развита в районе широко. Она известна на многих участках (Александровском, Сухой лог, по кл. Александровскому и др.). На Александровском участке (1), расположенном на водоразделе ручьев Александр Невский и Атыркан-Берикан (приток р. Вача), кора выветривания развита по филлитовидным углисто-серицито-кварцевым сланцам и песчаникам

дам, вес. %

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	SO ₃	CO ₂	F	Σ	Al ₂ O ₃ свободн.	
								аналитич.	расчетн.
0,20	0,04	2,85	—	—	—	1,50	100,51	—	—
0,27	0,08	2,45	—	—	2,01	1,50	100,26	—	—
—	—	—	—	0,65	13,73	0,03	—	—	—
—	—	—	—	0,96	—	0,24	—	—	—
—	—	—	—	1,08	—	0,12	—	—	—
0,01	0,01	1,82	15,84	—	—	—	100,59	42,49	42,82
0,01	0,01	1,68	21,14	—	—	—	100,25	35,04	35,91
0,01	Сл.	2,76	24,00	—	—	—	100,52	27,72	43,05
0,01	0,06	2,08	28,91	—	—	—	100,57	48,38	50,85
—	—	—	23,53	—	—	—	99,29	40,00	44,82
—	—	—	22,52	—	—	—	—	43,70	45,32
0,01	Сл.	1,97	20,94	—	—	—	100,47	41,32	42,12
0,01	Сл.	2,55	23,47	—	—	—	100,17	45,50	46,03
0,01	0,04	1,38	24,14	—	—	—	100,63	47,07	46,50

аунакитской свиты. Сланцы и песчаники часто пиритизированы и метасоматически изменены. Поперечный разрез коры выветривания в канавах 1006, 1076 по материалам В. И. Сучкова, Е. К. Фокина (ИГУ) и нашим наблюдениям имеет следующий характер:

песчаники и сланцы местами осветленные с лимонитизированным пиритом	5 м
черные глинисто-супесчаные породы с мелкой сыпучкой кварца	2 „
глина желтая, желтовато-бурая с обломками выветрелых сланцев и песчаников	2 „
глина красно-бурая	3 „
глина пестроцветная	1 „
глина черная	0,5 „
глина пестроцветная	7,6 „
кварц (жила)	1,5 „
сланцы и песчаники пиритизированные	1,5 „

На глубину кора выветривания по скважинам прослеживается на 15—20 м.

По В. И. Сучкову и Е. К. Фокину, в составе глин преобладают пелитовые частицы (80—90%), затем алевритовые (10—20%) с примесью песчаных частиц. Иногда количество песчаных и алевритовых частиц достигает 40—50%. В легкой фракции коры выветривания преобладает кварц (93—99%), мусковит (1—7%), редко встречается биотит, графит. В тяже-

лой фракции установлены гранат, циркон, рутил, турмалин, эпидот, клиноцоизит, диопсид, авгит, роговая обманка, ильменит, магнетит, лимонит, лейкоксен, сфен, карбонат, пирит, марказит.

Глины имеют гидрослюдистый состав с примесью гидроокислов железа, редко каолинита, монтмориллонита и др.

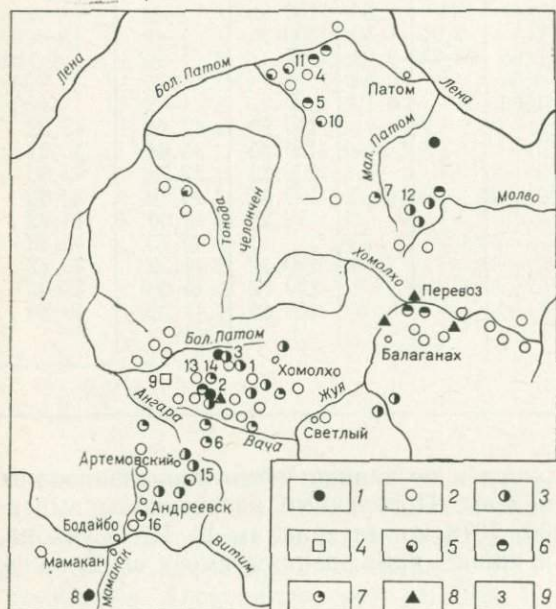


Рис. 47. Схема распространения коры выветривания на Витимо-Патомском нагорье.

1—8 — минеральный состав коры выветривания (1 — каолинитовый, 2 — гидрослюдистый, 3 — гидрослюдисто-каолинитовый, 4 — галлуазитовый, 5 — монтмориллонитовый, 6 — каолинит-монтмориллонитовый, 7 — гидрослюдисто-гидрогетитовый, 8 — обломки выветрелых пород с гиббситом), 9 — участки проявления кор выветривания (см. текст)

Химический состав элювиальных глин приведен в табл. 43. Следует отметить, что закономерности изменения состава продуктов коры выветривания как по простиранию, так и вкрест простирания зоны не наблюдается.

Изменение химического состава продуктов выветривания по сравнению с материнскими породами выражается в уменьшении в них содержания SiO_2 , CaO , Na_2O и обогащении Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , K_2O , п. п. п.

По хлорит-гидрослюдистым сланцам кора выветривания развита на участке Сухой Лог (2), расположенном в седловине на водоразделе рек Ныгри и Угахан, с абсолютными отметками 950—1100 м. Здесь Кропоткинской партией ИГУ в субмеридиональном направлении пройден профиль из 19 буровых скважин, которые вскрыли кору выветривания. Две скважины пробурены нами. Кора выветривания прослеживается на протяжении 1,1 км, мощность ее колеблется от 10 до 33 м, перекрыта она флювиогляциальными отложениями мощностью до 26 м; места-

ми за пределами бурового профиля она в виде небольших обнажений встречается на поверхности.

Кора выветривания представлена бурыми, желто-бурыми, красноцветными и пестроцветными глинами, в которых часто

Таблица 43

Химический состав сланцев, песчаников и продуктов их выветривания Александровского участка, вес. %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.
Песчаники кварцевые (средн. по 21 пробе, по В. И. Агареву и В. В. Коткину, ИГУ)	88,44	5,62	1,03	0,24	0,02	0,54	0,38	0,77	0,49	1,34
Песчаники кварцевые с известковистым цементом (средн. по 4 пробам; по тем же авторам)	84,20	5,01	0,89	2,16	0,07	0,67	0,39	0,70	0,82	2,42
Сланцы филлитовидные (средн. по 4 пробам, по тем же авторам)	73,65	12,45	0,99	0,23	0,03	0,92	0,78	2,27	0,74	5,18
Глина желтовато-бурая (средн. по 4 пробам)	68,98	13,84	7,42	0,32	0,12	0,98	0,89	3,20	0,14	3,90
Глина красно-бурая (средн. по 2 пробам)	67,20	12,97	7,75	0,36	0,10	0,76	0,79	3,45	0,19	4,12
Глина пестроцветная (средн. по 6 пробам)	65,65	13,70	10,03	0,26	0,14	0,52	0,96	3,25	0,16	4,86

сохраняются структурно-текстурные особенности материнских пород. Разрез ее по скв. 14 и 15 (СНИИГГИМС) следующий:

12,0—15,0 м — глина желтая;

15,0—21,0 м — глина красная с едва заметной структурой сланцев;

21,0—30—15 м — глина пестроцветная с хорошо выраженной структурой материнских пород.

Кора выветривания каолинит-гидрослюдистого (скв. 12, 15, 18), каолинитового (скв. 10, 14) и монтмориллонит-каолинитового (скв. 15) состава. Постоянно в глине присутствуют гидрокислы железа.

Химический анализ глин приведен в табл. 44. При сравнении материнских пород с продуктами их выветривания видно, что в них уменьшается количество SiO₂, FeO, Na₂O и увеличивается содержание Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, MnO, MgO, K₂O, H₂O, п. п. п.

Содержание свободного глинозема в ней не превышает 0,85%. Восточнее описываемого участка, в верховьях ручья Сухой Лог в обломках выветрелых сланцев термическим и рентгеноструктурным анализами установлен гиббсит.

Химический состав сланцев и продуктов их выветривания на участке Сухой

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃
Сланец филлитовидный	73,65	12,45	0,78	2,24	0,99
3 Глина желтая (средн. по пробам)	57,64	18,98	1,28	0,49	8,48
Глина красная (средн. по пробам)	63,95	15,92	1,34	0,18	7,66
2 Глина пестроцветная (средн. по 15 пробам)	62,41	16,03	1,25	0,28	7,97

По ключу Александровскому профилем субмеридионального направления из 14 скважин Кротокинской партии ИГУ на протяжении 500 м вскрыта кора выветривания мощностью 1—36 м. В 1,1 км западнее его еще одним профилем скважин вскрываются элювиальные образования мощностью (вскрытой) до 21 м. Здесь более мощный элювий развивается по известковисто-глинистым, реже по глинистым и серицит-хлоритовым сланцам. Он перекрыт ледниковыми отложениями мощностью 4—40 м.

На участке «Электрическом» (15) элювий по черным углистым сланцам догалдынской свиты позднего протерозоя развит в зоне дробления, шириной 0,3—1,5 м. Представлен он гидрослюдистыми и каолинит-гидрослюдистыми глинистыми образованиями с примесью гидроокислов железа. Химический их состав приведен в табл. 45. По сравнению с исходными породами продукты коры выветривания несколько обогащены Al₂O₃, TiO₂, K₂O. В них уменьшается содержание SiO₂, Fe₂O₃, Na₂O.

По слюдяным кристаллическим сланцам кора выветривания небольшой мощности наблюдалась по кл. Известковому (16). Она имеет следующий разрез (сверху вниз):

глина красно-бурая	0,1 м
глина бурая	0,4 „
глина бурая с зеленоватым оттенком (сильно выветрелые сланцы)	0,1 „

Химический состав глин приведен в табл. 46, из которой видно, что в продуктах выветривания уменьшается содержание SiO₂, R₂O и увеличивается количество Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, FeO, п. п. п.

На водоразделе р. Угахан и руч. Васильевского шурфами и канавой вскрыты две зоны коры выветривания по глинистым

сланцам. Мощность одной из них 50 м. В ней сланцы интенсивно выветрелые, имеют желтоватую и белесоватую окраску. Мощность второй зоны, расположенной в 30—40 м северо-восточнее первой, не установлена, вскрытая ее часть равна 1,5—

Таблица 44

лог, вес. %

P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	H ₂ O	П.п.п.	Σ
0,04	0,03	0,23	0,92	0,74	2,27	0,09	0,32	4,86	99,61
0,32	0,23	0,51	1,66	0,28	4,22	Н. о.	0,46	5,69	100,24
0,16	0,19	0,56	1,26	0,10	3,18	Н. о.	0,91	5,12	100,53
0,15	0,18	0,56	1,74	0,11	3,17	0,01	0,99	5,26	100,11

2,0 м. На водоразделе р. Угахан и руч. Васильевского бурый глинистый материал обычно наблюдается в пониженных участках, что объясняется приуроченностью их к зонам дробления. Здесь же встречаются обломки бурого железняка, в которых установлено несколько повышенное содержание свободного глинозема (2,26%), тогда как в глине количество его равно 0,11—0,77%.

По тонкозернистым сильно пиритизированным известковистым песчаникам кора выветривания известна на участке Кадали (3). Он расположен в верховьях одноименной речки на левом борту ее долины. Депрессия приурочена к тектоническому контакту песчаников с углистыми известняками; последние сохранились в виде останцов высотой 30—40 м и предохраняют вынос продуктов выветривания в долину реки Кадали. Депрессия имеет субширотную ориентировку. Абсолютные отметки ее 900—920 м. Кора выветривания прослеживается в виде полосы шириной 0,2—0,3 км длиной 1,5 км. Сводный ее разрез по скважинам, пробуренным геологами ИГУ В. И. Сучковым и Е. К. Фокиным представляется в следующем виде:

глина желтовато-бурая с обломками песчаников и сланцев	0—2,5 м
глина вязкая вишневого цвета	0—2,5 „
глина серовато-зеленой окраски со структурой материнских пород	0—2,0 „
глина желтовато-серая с прослоями малиново-красной и зеленовато-серой	4,5 „

В разрезах, вскрываемых отдельными скважинами постоянно присутствует только первый слой, а остальные встречаются не всегда. Глины каолинитовые, каолинит-гидрослюдистые и гидрослюдистые с примесью гётита, возможно, гиббсита (?).

Химический состав черных углистых сланцев и глин коры выветривания «Электрического» участка, по В. И. Сучкову и Е. К. Фокину (ИГУ), вес. %.

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	C	H ₂ O	П.п.п.	Σ
Черный углистый сланец (средн. по 6 пробам)	53,5	22,6	Не опр.	10,6	0,04	0,06	1,02	4,23	1,44	1,31	Н. о.	0,46		5,74	101,00
Черные глины коры выветривания (средн. по 4 пробам)	52,15	24,56	0,61	8,61	0,14	0,015	1,15	5,71	0,45	1,66	0,04	Н. о.	0,51	5,09	100,69

Химический состав слюдястых сланцев и продуктов их выветривания участка кл. «Известковый»

№№ проб	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	R ₂ O	S	H ₂ O	П.п.п.	Σ
к3/2	Выветрелые слюдястые сланцы	70,45	13,29	0,75	0,80	4,11	0,14	0,06	1,86	1,34	4,42	Сл.	0,40	2,30	99,92
к3/2	Глина бурая	57,09	10,31	0,53	1,89	1,98	0,12	0,10	12,24	0,98	3,74	"	0,27	10,35	99,60
к3/1	Глина красно-бурая	65,79	14,39	0,85	0,91	5,83	0,10	0,02	1,72	1,45	3,94	—	0,83	4,48	100,31

Химический состав глин коры выветривания приведен в табл. 47. Она показывает, что при выветривании в глинах происходит накопление Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , K_2O увеличиваются п. п. и уменьшается SiO_2 , CaO , MnO , Na_2O .

Карбонатные породы при выветривании превращаются в дресву, щебенку с примесью гидрослюдистого глинистого материала. С поверхности они обычно покрыты налетом гидроксидов железа, часто выщелочены, имеют облик «губки». Иногда карбонатные породы превращены в мучнистую массу белого цвета, которая встречалась нами по правому борту р. Б. Патом, в 2,5 км выше устья р. Алахалах (4) и др. местах.

На левом борту р. Большая Таймендра, в 200 м ниже устья р. Танарак (5) в зоне брекчированных известняков, выполненный обломками известняков с бурым и беловато-желтым глинистым материалом каолинит-монтмориллонитового состава присутствуют аллофан.

В местах сульфидной минерализации обычно наблюдаются образования типа «железной» шляпы. На участке Аунакитский (6) они развиты на площади 100×100 м среди делювия сланцев и известковистых песчаников и представлены бурыми железняками и марганцовистыми глинистыми образованиями. Мощность зоны окисления 6—7 м. Химический состав свежих и выветрелых пород приведен в табл. 48, из которой видно, что по последним уменьшается содержание SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O увеличивается содержание Fe_2O_3 , MnO , п. п. п., количество CaO почти не изменяется. Глинистый материал — гидрослюдистый. Таким образом, здесь выветривание сопровождается почти полным выносом глинозема и значительным уменьшением содержания кремнезема. Сходные образования отмечаются также у зимовья ниже устья р. Чепко (7). В бурых выветрелых сланцах кремнезем содержится в количестве 30,76%, глинозем 6,35%, железо 46,85%, а в исходной породе соответственно, 53; 22; 10% т. е. происходит значительный вынос глинозема и кремнезема и накопление железа.

Кора выветривания по гранитоидам известна в 2 км от устья р. Додыхты (8) и на водоразделе р. Маракан и кл. М. Шусман (9). В 2 км от устья р. Додыхты В. В. Корж, В. А. Аникиным и др. (ИГУ) установлен элювий по гранитоидам. На поверхности участок развития коры выветривания имеет изометрическую форму площадью 250—300 м². По данным ВЭЗ она распространяется на глубину более 200 м в виде столбообразного тела, что, вероятно, свидетельствует о ее приуроченности к зоне пересечения разломов различного направления. Разрез элювиальных образований по материалам В. В. Коржа, В. А. Аникина представляется в следующем виде (по канаве 140, с запада на восток):

граниты биотитовые, среднезернистые, слабо профировидные, с плитчатой отдельностью 0—14,0 м

Химический состав песчаников и продуктов их выветривания участка Кадали

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	MgO	TiO	K ₂ O	Na ₂ O ₃	П.п.п.
Песчаник	76,40	9,07	8,27	0,29	0,17	0,30	0,75	0,82	1,10	3,81
Глина буровато-желтая (средн. по 4 пробам)	65,18	15,82	8,34	0,19	0,15	0,55	1,04	2,27	0,71	5,30
Глина бурая	55,01	22,97	10,80	0,17	0,08	0,61	1,08	2,62	0,72	5,97

FeO — не определялось

Таблица 48

Химический состав пород аунакитской свиты и продуктов их выветривания на участке Аунакитский, вес. %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ
Алеврит (средн. по 4 пробам, по В. И. Агареву и В. В. Коткину, ИГУ)	69,78	0,55	13,34	2,71	2,41	0,06	1,50	0,55	0,93	2,49	5,90	100,23
Сланец филлитовидный (средн. по 4 пробам: по тем же авторам)	73,65	0,78	12,45	0,99	2,24	0,03	0,92	0,23	0,74	2,27	5,18	99,48
Сланец „углистый“ (средн. по 4 пробам: по тем же авторам)	57,54	1,20	19,44	2,41	4,66	0,16	3,41	1,23	1,63	2,67	5,45	99,80
Глина ржаво-бурая (средн. по 2 пробам)	15,52	0,20	1,69	44,77	Не опр.	0,54	0,22	0,50	0,18	0,28	13,25	—
Глина бурая (средн. по 2 пробам)	21,87	0,34	3,20	37,40	„	2,78	0,23	0,50	0,22	0,67	13,55	—
Глина омарганцованная (средн. по 2 пробам)	9,76	0,36	1,74	39,5	„	7,57	0,06	0,58	0,09	0,17	16,16	—

те же граниты, но по плоскостям трещин, покрытые (1—3 мм) примазками кирпично-красного цвета, обусловленные каолинизацией полевых шпатов	14,0—18,1 м
граниты лейкократовые, среднезернистые, метасоматически измененные. Кварц в породе замещен кальцитом, количество его достигает 15—20%; плагиоклаз интенсивно серицитизирован и каоцитизирован, биотит замещен пеннинном. В конце интервала граниты пористые, «сухаровидные, что обусловлено выносом из них кальцита	18,1—18,4 ..
рыхлая каолинизированная дресва розовато-красных гранитов с включением обломков гранитов в количестве до 30% глины вязкая, салатно-белого цвета с включением обломков гранитов (2—3%). Она залегает в виде прослоев мощностью до 1 м и небольших линз среди каолинизированной дресвы гранита	18,4—19,5 ..
каолинизированная дресва гранитов, залегающая в виде прослоя среди глины	19,5—29,0 ..
закрытый участок. В конце его шурфом на глубину 5 м вскрыта отмеченная выше глина, переслаивающаяся с каолинизированной дресвой гранита	29,0—33,5 ..
закрытый участок. В конце его в шурфе вскрыта (1,9—2,4 м) жирная глина, перекрывающая граниты и сохраняющая их структуру	33,5—43,5 ..
	43,5—80,5 ..

Далее шурфами вскрываются только граниты. Таким образом, характер залегания глины свидетельствует о незначительном ее перемещении.

Результаты химического анализа гранитов и глин приведены в табл. 49. В глинах коры выветривания по сравнению с исходными гранитами происходит вынос SiO_2 (75,67→49,19%), K_2O (4,04→3,18%), Na_2O (4,35→0,93%), FeO (0,43→0,19), обогащение Al_2O_3 (13,38→25,46%), Fe_2O_3 (0,55→1,62%), TiO_2 (0,13→0,19%), H_2O (0,70→1,17%), п. п. п. (0,49→10,89%). Содержание MnO (0,01→0,02%), MgO (0,29→0,33%) практически не изменяется, CaO присутствует в переменных количествах.

На водоразделе р. Маракан и кл. М. Шусман (9) сотрудниками Мараканской партии (ИГУ) встречена кора выветривания по гранит-пегматитам, которые превращены в белые глинистые породы. В них из первичных минералов сохранился только кварц. Глинистый минерал, по определению В. А. Новикова, представлен галлуазитом. Мощность ее и площадь распространения не установлены.

Кора выветривания небольшой мощности по основным породам (диабазам, долеритам) наблюдалась в среднем течении р. Большая Таймендра (10) и по р. Большой Патом ниже устья р. Большая Таймендра. На правом берегу р. Большой Патом дайка (?) диабазы мощностью 300 м сверху перекрыта бурым песчано-глинистым материалом мощностью 0,4 м, который ниже сменяется дресвой диабазы (0,2 м) и затем постепенно переходит в свежие породы. Глинистая составляющая в первом слое

имеет гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав, во втором — каолинит-гидрослюдистый.

В других местах глинистый элювиальный материал, развитый по основным породам, имеет монтмориллонитовый состав, иногда с примесью гидрослюды. В 9 км ниже устья р. Танарак

Химический состав гранитов и продуктов их выветривания, по В. В. Коржу,

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Гранит биотитовый (свежий)	75,67	13,38	0,55	0,43
Гранит измененный (средн. по 2 пробам)	56,72	18,05	0,55	0,20
Дресва гранитов каолинизированная (средн. по 2 пробам)	58,87	21,73	1,01	0,21
Глина карбонатно-каолиновая (средн. по 3 пробам)	49,19	25,46	1,62	0,19

в буром глинистом материале гидрослюдисто-монтмориллонитового состава из контакта диабазов с известняками установлен бемит.

На Витимо-Патомском нагорье широко распространены перетолженные продукты коры выветривания (на участке Озерном, по р. Угахан и др.). Они наблюдаются в речных долинах и эрозионно-карстовых впадинах. Наиболее полный разрез этих образований установлен на Озерном участке (12), расположенном на водоразделе в верховьях рр. Большой и Малой Валюхты [224]. В основании их залегает пестроцветная толща. Она выше сменяется зеленоцветной, переходящей вверх по разрезу в охристую. Разрез заканчивается белесой толщей.

Пестроцветная толща (15—20 м) выполняет глубокие части мелких эрозионно-карстовых воронок. Сложена она глинами, алевролитами с конкрециями сидерита и линзами кварцевых песков. Окраска их голубовато-зеленая и вишнево-красная. Обломочный материал обычно плохо окатан, количество его до 20% объема, сложен кварцем, сланцами, песчаниками. Глинистые минералы представлены каолинитом (33—87%) и гидрослюдой (17—67%).

Зеленоцветная толща (15—20 м) залегает на пестроцветной или же на породах позднего протерозоя. Она сложена мелко- и среднегалечными конгломератами с прослоями и линзами глин мощностью 4—6 м, глинистых галечников, кварцевых песчаников. Окраска породы пестроцветная, но с преобладанием зеленых тонов. Цемент конгломератов глинисто-сидеритовый, состоит из алевроитовых (32%), пелитовых (38%), песчаных (20%) частиц. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой примерно в тех же количествах, что и в пестроцветной толще.

Охристая толща (15—40 м) залегает на зеленоцветной и на породах позднего протерозоя. Она сложена полимиктовыми конгломератами с прослоями песчаников, линзами кварцевых песков и каолинистых глин.

Окатынность гальки средняя. Цемент конгломератов состоит из гидрокислов железа и глинистых минералов (каолинита — 65—75%, гидрослюда — 17,25%).

Белесая толща залегает на размытой поверхности нижележащих осадков и на позднепротерозойских породах. Она сложена галечниками с примесью валунов, включенных в белесо-желтый и серовато-белый суглинок.

Т а б л и ц а 49

В. А. Аникину и др. (ИГУ), вес. %

MnO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Σ
0,01	0,13	0,48	0,29	4,04	4,35	0,07	0,49	99,89
0,03	0,10	8,23	0,30	3,26	5,57	0,36	7,44	100,81
0,02	0,17	3,50	0,21	3,57	5,91	0,66	4,84	100,70
0,02	0,19	7,61	0,33	3,18	0,93	1,17	10,89	100,78

В меньшем количестве в составе ее наблюдаются линзы кварцевых песков и прослои белых каолинистых глин. Глинистые минералы представлены каолинитом (53—58%) и гидрослюдой (42—47%).

И. Л. Шофман [224] считает, что эта пачка пород претерпела выветривание и выделяет: 1 — горизонт отбеливания, соответствующий белесой толще; 2 — горизонт железистой цементации (охристая толща); 3 — горизонт слабо измененных пород (зеленоцветная толща). Этому противоречит то, что глинистая составляющая во всех толщах сложена каолинитом и гидрослюдой, количество которых в пестроцветной и зеленоцветной толщах примерно одинаковое, в охристой толще преобладает каолинит, а в белесой толще опять примерно в равном соотношении каолинита и гидрослюда. По нашему мнению, это карстовые и озерно-аллювиальные образования. В этих отложениях И. Л. Шофман [224] выделила небогатый спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий установить для них меловой возраст.

В долине кл. Звонкий (13), в 2 км юго-западнее устья р. Маракан, переотложенные продукты коры выветривания по терригенно карбонатным породам сложены голубовато-серой песчанистой глиной с прослоями щебня и дресвы сланцев. Мощность глин до 90 м.

В районе, кроме того, широко распространены так называемые «пестроцветные галечники». Глинистая составляющая их цемента представлена гидрослюдой с примесью монтмориллонита и бейделлита. Они имеют раннечетвертичный возраст и наблюдаются по левому борту р. Угахан в 500 м выше второго левого притока, в долине р. Мурукан, по бортам первого, с верховьев, правого притока р. Кадаликан и других местах.

На левом борту р. Угахан на протяжении около 100 м обнажаются конгломераты с прослоями песчаников. Галька в них состоит из различных пород (гранитоидов, сланцев, песчаников). Цемент конгломератов песчано-глинистый. Залегают они на слегка ожелезненных сланцах, мощность колеблется от 11 до 22 м. В долине р. Мурукан мощность их достигает 32 м. По бортам правого притока р. Кадаликан они залегают на выветрелых сланцах с прослоями известняков. В глинистом материале железа установлено 15,57—17,58%, глинозема 11—13%, в том числе свободного 0,94—1,13%.

По морфологии среди кор выветривания, развитых на Витимо-Патомском нагорье, можно выделить 4 типа.

1. Площадной остаточный тип коры выветривания имеет ограниченное распространение. К нему можно отнести кору выветривания на водоразделе рр. Угахан — Ныгри и по кл. Александровскому. Абсолютные отметки ее 950—1100 м, мощность колеблется от 10 до 36 м. По составу кора выветривания каолинистая, гидрослюдистая и каолинит-монтмориллонитовая.

2. Линейная кора выветривания распространена наиболее широко. По приуроченности ее можно разделить на два подтипа: а) линейный, приуроченный к контактам пород разного литологического состава, б) линейный, приуроченный к зонам тектонических нарушений. К первому подтипу относится элювий, развитый на участке Кадали на контакте карбонатных и терригенных пород. Кора выветривания второго подтипа известна на водоразделе ручьев Александр Невский и Атыркан-Берикан, на водоразделе р. Угахан и руч. Васильевского, на участках Ровнинский (14), Михайлово (11) и др. Ширина зон с корой выветривания колеблется от нескольких метров (участок «Электрический») до 70 м (участок Ровнинский). На глубину она прослеживается также от первых метров до 200 м. Абсолютные отметки ее колеблются в широких пределах (600—1050 м); состав — разнообразный (каолинистый, гидрослюдистый, монтмориллонитовый).

3. Карстовый тип коры выветривания известен на ряде участков — Звонкий, Малый Шусман и др. Ширина карстовых депрессий достигает 300 м, глубина — более 250 м, длина до 2 км.

4. Продукты переотложения коры выветривания представлены грубообломочными породами, выполняющими эрозионно-карстовые депрессии (Озерный участок) и иногда долины рек (верховье р. Угахан). В обломочном материале этих образований много в различной степени выветрелых пород, а глинистая составляющая цемента сложена каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом.

Минеральный состав коры выветривания зависит от материнских пород. По различным сланцам элювий каолинитового, каолинит-гидрослюдистого, гидрослюдистого, реже каолинит-монтмориллонитового состава. В продуктах выветривания слан-

цев встречается гиббсит (Сухой Лог, р. Жуя в районе пос. Перевоз и др. местах). По песчаникам обычно развивается гидрослюдистая, реже монтмориллонитовая кора выветривания. По карбонатным породам элювиальные глины обычно гидрослюдистого, реже каолинитового и монтмориллонитового состава, в них встречен аллофан, а на контакте с диабазами — бёмит. По гранитоидам формируется каолинитовая и галлуазитовая коры выветривания. По основным породам элювий — монтмориллонитовый.

Приведенный выше минеральный состав коры выветривания, наличие в продуктах выветривания гиббсита и бёмита, присутствие в них небольшого количества свободного глинозема, накопление (снизу вверх) глинозема, железа, титана, вынос кремнезема и щелочей позволяет высказать мнение, что на Витимо-Патомском нагорье формировались коры выветривания полного профиля т. е. увенчанные бокситами. Неблагоприятные палеографические и палеогеоморфологические условия в неоген-четвертичное время привели к уничтожению бокситового горизонта. По степени сохранности коры могут быть отнесены к размытым.

Данных о возрасте коры выветривания на Витимо-Патомском нагорье очень мало. Только на Озерном участке элювиальные образования по позднепротерозойским отложениям перекрыты пестроцветными отложениями, содержащими небогатый спорово-пыльцевой комплекс мела [224]. В свою очередь в пестроцветных осадках много продуктов коры выветривания (каолинита, гидрослюды). Л. И. Шофман [224] высказывает мнение, что выветриванию подвергнуты меловые отложения, но по этому поводу единого мнения нет.

С корами выветривания в районе связаны проявления минеральных красок, железа, марганца. Месторождений бокситов пока неизвестно. Они могут быть обнаружены во впадинах мезозойско-кайнозойского возраста, расположенных по северному обрамлению Байкальской складчатой области.

Список литературы

1. *Абдуллаев А. У.* Основные итоги изучения бокситоносности Средней Азии.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., 1970, с. 225.
2. *Агуреева Н. В.* Особенности гидротермального изменения пород на месторождениях исландского шпата в эффузивных траппах (бассейн среднего течения р. Нижней Тунгуски).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 140—143.
3. *Алешин С. М.* Древняя метаморфизованная кора выветривания в Восточном Саяне.— В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, 1971, с. 43—66.
4. *Ананьев А. Р.* Новые материалы к геологии мезозойских отложений в Чулымско-Енисейском бассейне.— В кн.: Вопросы геологии Западной Сибири. Томск, 1953, с. 67—96.
5. *Ананьев А. Р., Грайзер М. И., Ульмасвай Ф. С.* О возрасте тушамской свиты Сибирской платформы.— Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 189, 1969, № 5, с. 1065—1068.
6. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, Наука, 1972. 346 с.
7. *Арсентьев В. П.* Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 39—50.
8. *Бабкова М. С.* К вопросу о происхождении песков Западного Прибайкалья.— Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1958, № 3, с. 57—68.
9. *Барбашинова В. Н.* К стратиграфии мезозойских отложений Тургайской впадины на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов.— Труды лаборатории угля АН СССР. М., 1954, № 2, с. 143—224.
10. *Басков Е. А., Климов Г. И., Либрович В. Л.* О генетическом типе нижнекембрийских фосфатопоявлений на р. Юдоме (Восточная Сибирь).— В кн.: Минеральное сырье. М., 1964, с. 51—54.
11. *Бгагов В. И.* Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы. Красноярск, 1973. 240 с.
12. *Бгагов В. И., Казаринов В. П., Шерман М. П.* Перспективы поисков латеритных бокситов в Сибири.— Докл. АН СССР. 1971, т. 198, № 2.
13. *Беспалов В. Ф.* Геология Муржикских марганцевых месторождений (Центральный Казахстан).— Советская геология, 1948, № 31, с. 23—36.
14. *Бессолицын Е. П.* Новые данные о Боксонском месторождении.— В кн.: Сырьевые ресурсы легких металлов Восточной Сибири. М., 1958, с. 203—206.
15. *Бессолицын Е. П.* Древние коры выветривания Иркутской области.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 5. М., 1963, с. 315—326.
16. *Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х.* Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области.— В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. Вып. 6. М., 1963, с. 226—230.
17. *Бетехтин А. Г.* Промышленные марганцевые руды СССР. М., АН СССР, 1946. 309 с.
18. *Битерман И. М., Овандер М. Г.* Среднепалеозойские коры выветривания на северо-востоке Сибирской платформы.— Советская геология, 1967, № 5, с. 57—67.
19. *Благовещенская М. Н.* Чадобецкое куполовидное поднятие.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 8, с. 71—82.

20. *Бобров Е. Т.* Связь коры выветривания на траппах с бокситообразованием.— В кн.: *Кора выветривания*. Вып. 4. М., 1962, с. 121—125.
21. *Бобров Е. Т.* Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М., Наука, 1968. 119 с.
22. *Боголепов К. В.* Новые данные о третичных отложениях Енисейского кряжа.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1955 (1), т. XXX (1), с. 21—36.
23. *Боголепов К. В.* К вопросу об этапах развития третичной растительности в Приангарской части Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1955 (2), т. 100, № 5, с. 985—988.
24. *Боголепов К. В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961. 151 с.
25. *Боголепов К. В., Пельтек Е. И.* Месторождения бокситов Красноярского края и перспективы бокситоносности.— В кн.: *Сырьевые ресурсы легких металлов Восточной Сибири*. Иркутск, 1958, с. 73—89.
26. *Бокситоносные мезозойско-кайнозойские коры выветривания западной части Сибирской платформы*/Р. С. Родин, Ю. И. Лоскутов, Б. В. Назаров, А. Н. Резапов, В. Ф. Филатов, Г. Н. Черкасов.— В кн.: *Рудоносные коры выветривания*. М., 1974, с. 37—44.
27. *Болховитина Н. А.* Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР.— Труды ГИН АН СССР. Сер. геол., 1953, вып. 145, № 61. 183 с.
28. *Будников В. И., Баранов В. К.* Литология и фации верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. М., Недра, 1971. 86 с.
29. *Бульникова А. А., Тесленко Ю. В., Файнер Ю. Б.* О стратиграфическом положении кийской свиты в Чулымо-Енисейском районе.— Геология и геофизика, 1968, № 2, с. 72—77.
30. *Бурачек А. Р.* О континентальных мезозойских и третичных отложениях Енисейского кряжа.— Советская геология, 1948, сб. 32, с. 58—64.
31. *Бутов Ю. П.* Горизонты перетолженных продуктов кор химического выветривания в позднекембрийских—кембрийских карбонатных толщах Витимского плоскогорья.— В кн.: *Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока*, Новосибирск, 1967, с. 75—79.
32. *Быховер Н. А.* Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963. 427 с.
33. *Великовская Е. М.* Юрские угленосные отложения Енисейского кряжа.— В кн.: *Бокситы*. Т. I. Часть 2. М.-Л., 1936, с. 125—144.
34. *Виниченко М. Н.* Стратиграфия трошковской свиты.— В кн.: *Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы*. Иркутск, 1971, с. 222—236.
35. *Виноградов Г. Г.* Верхнепротерозойская красноцветная формация коры выветривания на юго-западном склоне Украинского щита.— В кн.: *Коры выветривания на территории УССР*. Т. I. Киев, 1971, с. 106—124.
36. *Волколаков Ф. К.* Геологическое развитие юго-восточной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дисс. Л., ВОИР. 1965. 28 с.
37. *Волколаков Ф. К., Бутов Ю. П., Ивойлов Ю. А.* Основные условия формирования нижнекембрийских карбонатных отложений территории Бурятии и их бокситоносность.— В кн.: *Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР*, вып. 10, Улан-Удэ, 1966, с. 3—14.
38. *Вольфенден Э. Б.* Бокситы Саравака.— В кн.: *Вопросы геологии и минералогии бокситов*. М., Мир, 1964, с. 165—177.
39. *Газенко С. Д., Токарская Л. Г., Шпилюк Л. И.* О возрасте древней коры выветривания на территории северо-западной части Украинского щита.— В кн.: *Кора выветривания на территории УССР*. Т. I. Киев, 1971, с. 64—70.
40. *Галабала Р. О.* Отражение тектоники в рельефе северо-восточной части Восточно-Сибирской платформенной равнины и Верхоянской складчатой горной страны. Автореф. канд. дисс., Иркутск, 1968.

41. *Галабурда С. Г.* Дистенсодержащие и силлиманитовые кристаллические породы Прибайкалья как возможное сырье для алюминиевой промышленности.— Бюлл. ОНТИ МГИОН СССР, 1961, № 5, 33 с.
42. *Герасимов Е. К., Марков Е. П.* Новое месторождение предкриволучской коры выветривания в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. БИНТИ. Сер. регион. геол. и методика геол. картир., 1969, № 2, с. 11—13.
43. *Глухов Ю. С.* Позднепалеозойско-раннемезозойский этап геологического развития центральной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Вып. 1. Красноярск, 1973.
44. *Гогина Н. И.* Характеристика домезозойских кор выветривания северо-востока Сибирской платформы в связи с перспективами бокситоносности.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания. Новосибирск, 1971, с. 88—91.
45. *Головенко В. К.* Стратиграфия, литология и условия образования тепторгинской серии и проблема поисков глиноземного сырья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья, 1966, с. 35—40.
46. *Головенко В. К., Пушкин Г. Ю.* О находке докембрийских бокситов.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 1, с. 114—115.
47. *Горецкий Ю. К.* Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960. 257 с.
48. *Горецкий Ю. К., Калмыков Н. Т.* О поисках бокситов и огнеупорных пород типа флинтклей в палеозойских угленосных отложениях Сибирской платформы.— Советская геология, 1960, № 3, с. 83—100.
49. *Грамберг И. С.* и др. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоанского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Л., Гостоптехиздат, 1961. 231 с.
50. *Григорьев В. Н.* Геосинклинальные бокситы.— В кн.: Полезные ископаемые, т. II. М., 1968, с. 293—321.
51. *Гузаев А. А., Лизалек Н. А., Романова Э. Е.* Литолого-минералогическая характеристика рудопроявлений латеритных бокситов Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по литологии Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, с. 142—145.
52. *Гутова Л. Н.* К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— В кн.: Юрские отложения южной и центральной частей Сибирской платформы. ИЗК СО АН СССР, 1963. 98 с.
53. *Давыдов Ю. В., Мишин В. М., Шамицина Э. А.* Коры выветривания Ботуобинского района.— В кн.: Древние коры выветривания Якутии, Якутск, 1975, с. 86—108.
54. *Денисова Л. Д.* Литолого-геохимическая характеристика древних кор выветривания хр. Малого Хингана.— В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 150—155.
55. *Дибнер В. Д.* Триасовые отложения гор Бырранга.— Геология и геофизика, 1961, № 8, с. 28—35.
56. *Дивина Т. А.* Верхнепермская кора выветривания на северо-западе Сибирской платформы.— Геология и геофизика, 1965, № 11, с. 109—112.
57. *Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А.* Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского Кривбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 126—137.
58. *Докембрийские коры выветривания Присяня/В. Д. Мац, А. Р. Зилов, Е. И. Наумова, А. К. Бабкин, Т. Т. Могутева.* Советская геология, 1974, № 10, с. 79—81.
59. *Еганов Е. А.* Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1968. 228 с.
60. *Еремеев А. Н., Теняков В. А.* Основные направления и задачи научно-исследовательских работ на бокситы.— Разведка и охрана недр, 1971, № 2, с. 5—7.
61. *Ермолова Д. И., Тесленко Ю. В.* Палеоботанические материалы к стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3, с. 562—564.

62. Еханин Г. М. Коры выветривания верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 130—132.
63. Жабин В. В. Основные эпохи континентальных перерывов в докембрии Средней Сибири.— В кн.: Проблемы бокситов Центральной Сибири. Новосибирск, 1969, с. 55—68.
64. Жабин В. В. Докембрийские коры выветривания и продукты их переработки в Средней Сибири.— Экспресс-информация. М., ВИЭМС, 1970, № 7. 11 с.
65. Жабин В. В. Результаты и задачи научно-исследовательских работ по выявлению месторождений бокситов в образованиях протерозоя нижнего палеозоя Западной и Восточной Сибири.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири, Новосибирск, 1971, с. 31—38.
66. Жабин В. В. Возраст гиббситовых образований коры выветривания Аллах-Юня.— Геология и геофизика, 1975, № 5, с. 112—114.
67. Жабин В. В., Казанский Ю. П. Главнейшие уровни кор выветривания в докембрии Сибири.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 55—68.
68. Жабин В. В., Козлов Г. В. Литология и условия формирования девонинской свиты докембрия Туруханского района.— В кн.: Вопросы литологии и геохимии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 123—131.
69. Жарков М. А., Советов Ю. К. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение.— В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М., 1969, с. 34—55.
70. Жарков М. А., Чечель Э. И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Новосибирск, Наука, 1973. 238 с.
71. Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья. Л., Недра, 1968. 148 с.
72. Забиров Ю. А. Перспективы бокситоносности бассейна верхнего течения р. Иркиневой.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. 1971, с. 89—93.
73. Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— Докл. АН СССР, 1970, № 2, т. 192, с. 391—394.
74. Занин Ю. Н. Геология мезозойских и кайнозойских фосфатоносных кор выветривания Алтае-Саянской области и Прибайкалья.— Геология и геофизика, 1967, № 4, с. 35—43.
75. Занин Ю. Н., Жирова Л. Т., Сердюкова П. А. Фосфаты зоны выветривания Есейского массива (север Сибирской платформы).— Геология и геофизика, 1972, № 3, с. 112—114.
76. Занин Ю. Н., Матухина В. Г., Кренделев Ф. П. Фосфориты Енисейского кряжа.— Геология и геофизика, 1973, № 11, с. 14—18.
77. Запорожцева А. С. Продукты коры выветривания в основании отложений мезозоя Усть-Енисейского района.— Труды НИИГА, 1956, т. 89, вып. 6, 321 с.
78. Зверева Е. А., Писемский Г. В. Кора выветривания на массивах ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., 1969. 203 с.
79. Иванов Г. И. Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкана (западный склон Анабарского поднятия).— Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 140—143.
80. Иванова В. П., Масайтис В. Л. Доюрская аллитовая кора выветривания на р. Мархе (Восточная Сибирь).— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 92—94.
81. Ивановская А. В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск, Наука, 1967. 156 с.
82. Ильина Н. С. Геология, минералогия и генезис бокситов Боксонского месторождения.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944, № 1, с. 83—89.
83. Ильина Н. С. К вопросу о геотектонике Восточных Саян.— Бюлл. МОИП. Нов. серия. Отдел. биол., 1945, вып. 3—4, т. XX, с. 50—55.

84. *Казанский Ю. П.* (ред.) Рифейские отложения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, Наука, 1973. 208 с.

85. *Казаринов В. П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 323 с.

86. *Каплан М. Е.* Кора выветривания на пермских аргиллитах Чекуровской антиклинали в низовьях Лены.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 3, с. 692—694.

87. *Карпышев В. С.* Кембрий нижнего Приангарья.— В кн.: Кембрий Восточной Сибири. Иркутск, 1968, с. 3—102.

88. *Каштанов М. С.* Кора выветривания на кимберлитах Сибирской платформы, как источник глинозема при бокситообразовании.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 3, с. 672—675.

89. *Каштанов М. С.* Латеритная кора выветривания на амфиболитах Енисейского кряжа.— Геология рудных месторождений, 1968, т. X, № 4 (2), с. 96—98.

90. *Каштанов М. С.* Латеритная кора выветривания на хлоритовидных сланцах Енисейского кряжа.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 3, (1), с. 151—153.

91. *Каштанов М. С.* Древняя кора выветривания на нефелиновых сиенитах Татарского массива.— Геология рудных месторождений, 1971, т. XIII, № 3, с. 115—118.

92. *Кембрий* Сибирской платформы.— В. Е. Савицкий, В. М. Евтушенко, Л. И. Егорова, А. Э. Конторович, Ю. Я. Шабанов.— М., Недра, 1972. 200 с.

93. *Ким Ю. И., Куликова Г. В.* Бокситы на карбонатных породах (платформенные области).— В кн.: Семинар по генезису бокситов. М., 1974, с. 86—88.

94. *Кириченко А. В., Шибистов Б. В.* К проблеме бокситоносности докембрия Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1972, № 7, с. 87—92.

95. *Кирпаль Г. Р.* Сиферитная кора выветривания как источник глинозема для гидраргиллитовых месторождений бокситов.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М., 1963, с. 167—180.

96. *Козлов И. Т., Шукин В. Н.* Кора выветривания на траппах центральной части Сибирской платформы.— Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 137—140.

97. *Козлов Г. В., Александров В. С., Спешилова М. А.* Продукты коры выветривания в рифее Туруханского поднятия.— В кн.: Вопросы литологии Сибири. Новосибирск, 1973, с. 37—40.

98. *Королева Р. В.* Литологическая характеристика и коллекторские свойства отложений верхней перми Вилюйской синеклизы.— В кн.: Литологическое изучение коллекторов нефти и газа. Л., 1973, с. 84—91.

99. *Красильникова Н. А., Смирнов А. И.* Геология месторождения фосфоритов.— Труды ГИГХС, вып. 7, 1962, с. 215—264.

100. *Кренделев Ф. П.* Протерозойские отложения на севере Енисейского кряжа и коры выветривания в основании сухокитской серии.— В кн.: Основные проблемы геологии Сибирской платформы и прилегающих районов. Красноярск, 1968, с. 203—224.

101. *Кренделев Ф. П.* Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. Вып. 106, М., «Наука», 1971. 376 с.

102. *Кривцов А. И.* Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Л., «Недра», 1968. 100 с.

103. *Кудинова Е. А.* О древней коре выветривания и перспективах бокситоносности в пределах северо-восточной части Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, 1963, № 2, с. 90—108.

104. *Куземкина Н., Боатырев Б. А.* Семинар по генезису бокситов.— Геология рудных месторождений, 1965, т. VII, № 5, с. 120—122.

105. *Кулиш Е. А.* Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, СО АН СССР, 1964. 119 с.

106. *Кулиш Е. А.* Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита. Автореф. докт. дисс., М., 1972. 38 с.

107. Кулиш Е. А. Нижнеархейские коры выветривания Алданской подвижной области.— В кн.: Докембрийские коры выветривания, М., ВИЭМС, 1975, с. 82.

108. Кунгурцев И. И. Нижнеподсопочное проявление латеритных бокситов (приустьевая часть р. Подкаменной Тунгуски).— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 61—64.

109. Кутумов Ю. Д., Карпов Г. П. К вопросу о корях выветривания в области распространения вулканических образований юго-западной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 85—87.

110. Лажуани И. П., Бонифа М. Долериты бассейна р. Конкуре и их латеритизация (Гвинея и Африка).— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., Мир, 1964, с. 221—262.

111. Лапчик Ф. Е. Пермские и триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса.— Изв. АН УССР. Сер. геол., 1958, 80 с.

112. Левченко С. В. (ред.) Додевонские коры выветривания Русской платформы. М., Наука, 1969, 217 с.

113. Левченко С. В. Бокситоносность кембро-синийских отложений юга Сибири.— В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М., Недра, 1973, с. 40—49.

114. Лейпциг А. В. Стратиграфия и особенности накопления верхнетриасовых отложений Западного Верхоянья.— Изв. ВУЗов. Сер. геология и геофизика, 1967, № 7, с. 3—10.

115. Лесгафт А. В. Бокситоносные отложения восточной части Енисейского кряжа.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967, с. 19—32.

116. Ли А. Ф., Брадинская Е. М. Минералогическая характеристика руд Боксонского месторождения.— В кн.: Сырьевые ресурсы легких металлов Восточной Сибири. М., 1958, с. 24—42.

117. Лизалек Н. А., Родин Р. С., Романова Э. Е. Образование латерит-бокситов в карстовых депрессиях (на примере некоторых разрезов Центральной Сибири).— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1971, с. 61—63.

118. Лизалек Н. А., Урумов Ю. Д., Чеснокова Э. Ф. Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 126—132.

119. Липатова В. В. Верхнепермские отложения Актюбинского приуралья. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1960, 17 с.

120. Лозачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 187 с.

121. Лузгин Б. Н., Галушко М. Л. Диаспорсодержащие аллиты карбонатной формации нижнего кембрия северо-восточного Горного Алтая.— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 44—49.

122. Люфанов Л. Е. Стратиграфия и литология палеозоя и мезозоя западной окраины Виллюйской синеклизы. М., Наука, 1964, 103 с.

123. Максимов Е. П. Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 33—44.

124. Малых В. С. Некоторые черты металлогении центральной области Западного Прибайкалья.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Иркутской области, вып. 4 (31), Иркутск, 1962, 176 с.

125. Масайтис В. А. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе.— Докл. АН СССР, т. 162, 1965, № 3, с. 636—639.

126. Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье).— Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.

127. Махнач А. С., Левых Н. Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1973, 288 с.

128. *Мац В. Д.* Докембрийские коры выветривания Сибирской и Русской платформ.— Докл. АН СССР, 1971, № 3, с. 682—685.

129. *Мац В. Д., Наумова Е. И., Бабкин А. К.* Докембрийские коры выветривания юга Сибирской платформы.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969, с. 166—174.

130. *Мезозойские* и палеогеновые поверхности выравнивания Западной части Сибирской платформы/В. Ф. Филатов, Ю. И. Коробов, Г. Ф. Кузнецова, Ю. И. Лоскутов, Б. В. Назаров.— В кн.: Поверхности выравнивания. М., 1973, с. 158—163.

131. *Мезозойско-кайнозойские* коры выветривания заангарской части Енисейского кряжа и их бокситоносность/Н. А. Лизалек, В. С. Александров, А. Н. Ковалев, Г. В. Козлов, Э. Е. Романова, В. Ф. Филатов, И. В. Шаламов.— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 49—56.

132. *Меняйлов А. А.* Латеритный тип коры выветривания на траппах Сибирской платформы.— В кн.: Латериты. МГК, XXIII сессия, Доклады советских геологов, проблема 14, 1964, с. 129—135.

133. *Миляшев В. П.* Среднепалеозойская кора выветривания в Виллюйских горах.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1959, с. 180.

134. *Минаева Ю. И., Биджиев Р. А.* О среднепалеозойской коре выветривания северо-востока Сибирской платформы.— В кн.: Мат-лы по регион. геол. Сибирской платформы. М., 1962, с. 21—24.

135. *Мирошников Л. Д.* О происхождении и возрасте каолинов Северного Таймыра.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 4, с. 468—473.

136. *Михайлов Б. М.* Некоторые аспекты геохимии древней коры выветривания.— В кн.: Исследование и использование глин. Львов, 1958, с. 157—163.

137. *Мусин Р. А.* Генетические типы месторождений корундовых руд как разновидности глиноземистых формаций. Ташкент, АН УзССР, 1957. 153 с.

138. *Назаров Б. В., Филатов В. Ф.* Геолого-геоморфологическое положение Сухолыбяжинского рудопоявления в связи с прогнозом бокситоносности западной окраины Сибирской платформы.— В кн.: Проблема бокситов Сибири. Новосибирск, 1971, с. 104—106.

139. *Наседкина В. Х., Ипатов М. М.* Глиноземистые образования Батеневского кряжа и западного склона Восточного Саяна.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1970, с. 71—106.

140. *Нижний И. В.* О двух эпохах выветривания позднего докембрия Восточной Сибири и возможности бокситообразования.— Советская геология, 1965, № 6, с. 155—160.

141. *Нырко А. К., Горовой А. Ф.* О бокситах Камбоджи.— Литология и полезные ископаемые, 1974, № 4, с. 85—87.

142. *Одинцов М. М., Файнштейн Г. Х.* О геологии, возрасте алмазонасных россыпей в бассейне р. Малой Ботубоин.— Труды ЯФ СО АН СССР, сер. геол., 1961, № 6, с. 51—62.

143. *Озеров К. Н., Быховер Н. А.* Месторождения корунда и кианита в Верхне-Тимптонском районе Якутской АССР.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 82, 102 с.

144. *Олли А. И.* К геологии Переволочанского месторождения латеритов. Уфа, 1938. 52 с.

145. *Орлова П. В.* Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., 1958, с. 282—305.

146. *Павлов С. Ф., Домишев В. Г., Ломоносова Т. К.* Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений юга Тунгусской синеклизы. М., Наука, 1968. 173 с.

147. *Пасова Ф. Г., Спирин С. Л.* Геологические предпосылки поисков залежей бокситов в юго-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967, с. 33—44.

148. *Пастухова М. В.* О процессе бокситизации обломочного алюмосиликатного материала на карбонатных породах и некоторых критериях установления осадочно-латеритного происхождения бокситов.— В кн.: Семинар по генезису бокситов. М., 1974, с. 19—22.

149. *Пашкевич Н. Г., Петрова Е. К.* О возрасте верхнепалеозойских посткоровых отложений Анабаро-Уджинского междуречья.— В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск, 1975, с. 156—161.

150. *Пельтек Е. И.* Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967, с. 3—18.

151. *Пиенаар Г. Дж.* Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М., Мир, 1967. 199 с.

152. *Писарчук Я. К.* Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их нефтегазоносностью и соленосностью). Л., Гостоптехиздат, 1963. 346 с.

153. *Писемский Г. В., Зверева Е. А.* Характер и строение кор выветривания в породах одного щелочного массива в Восточной Сибири. Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 8, с. 156—162.

154. *Плякин А. М.* О возрасте латеритных бокситов Тимана.— Литология и полезные ископаемые, 1974, № 4, с. 87—91.

155. *Полькин Я. И., Стрелков С. А.* Северо-западная часть Средне-Сибирского плоскогорья.— В кн.: Четвертичные отложения Советской Арктики. Л., 1959, с. 124—143.

156. *Попов Е. Г.* Предкарбоновая кора выветривания и перспективы бокситоносности юго-восточных окраин Тунгусской синеклизы.— В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 132—137.

157. *Попов Ю. Г.* Дорифейские коры выветривания Патомского нагорья и продукты их перетолжения. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1972. 150 с.

158. *Попова М. В.* К методике расчета коэффициента геохимической подвижности элементов в корях выветривания.— В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1974, с. 41—44.

159. *Постников В. Г.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Кут-Киренгской зоны Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дисс. М., 1966. 22 с.

160. *Потороченко А. Н.* Палеогеография Патомского нагорья в среднем протерозое.— В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Вост.-Сиб. книжное изд-во, 1971, с. 67—81.

161. *Прокопчук Б. И.* Кора выветривания оксфорд-киммериджского возраста на северо-востоке Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 6, с. 1382—1385.

162. *Разрезы* верхнего докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области/А. Б. Гинцингер, М. К. Винкман, В. А. Асташкин, В. А. Тараненко, Б. Г. Краевский, А. К. Поспелов.— Красноярск, 1969. 217 с.

163. *Решения* Междуправительственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1959. 91 с.

164. *Родин Р. С.* Обломочные структуры в коре выветривания.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1975, с. 134—139.

165. *Родин Р. С., Гилькин В. Н., Гелецян Г. Г.* Латерит-бокситы на Сибирской платформе.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967, с. 45—60.

166. *Рожков И. С.* О мезозойских россыпях Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 6, с. 37—46.

167. *Рыбаков В. Г.* О донеогеновой коре выветривания и отложениях неогена Приольхонья и о-ва Ольхон.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., 1964, с. 852—859.

168. *Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б.* О фосфатоносности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибирской платформы, Л., 1963, с. 105—114.

169. *Сакс В. Н.* и др. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л., 1959. 222 с.

170. *Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Ерофеев-Шак В. А.* Предъюдомская кора выветривания в Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 6, с. 1416—1418.

171. *Сергеева Ж. И.* Позднемеловая и палеогеновая бокситорудные эпохи юго-востока Енисейского кряжа. Автореф. канд. дисс. Тюмень, 1973, 26 с.

172. *Сердюченко Д. П.* Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности. МГК, XXIII сессия, Докл. сов. геол., 1968, с. 212—217.

173. *Сердюченко Д. П., Глебов А. В.* Кварциты и кварцито-гнейсы (Алданского района).— В кн.: Железные руды Южной Якутии. М., 1960, с. 33—38.

174. *Сидоренко А. В., Чайка В. М.* Значение кор выветривания и поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород М., 1970, с. 5—29.

175. *Скляров Р. Я.* Верхнепротерозойская кора выветривания на юго-востоке Сибирской платформы.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 85—86.

176. *Скотаренко В. В.* Области развития погребенных и отпрепарированных домезозойских и мезозойских поверхностей выравнивания и кор выветривания. Алданский щит.— В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М., 1974, с. 82—86.

177. *Слукин А. Д.* Древние коры выветривания и связанные с ними бокситы в одном из районов Сибирской платформы.— В кн.: Генезис бокситов. М., 1966, с. 221—235.

178. *Слукин А. Д.* Кора выветривания и типы бокситов Чадобецкого поднятия (Красноярский край).— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., 1971, с. 276—296.

179. *Слукин А. Д.* Коренные латеритные бокситы — первая находка на Сибирской платформе.— Геология рудных месторождений, 1971, Т. XIII, № 2, с. 121—125.

180. *Смилкстын А. О.* Геология и геохимия фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967. 23 с.

181. *Смирнов Л. П.* Древние коры выветривания на кристаллических породах Анабарского щита.— Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геологии, 1965, вып. 5, с. 177—185.

182. *Смирнов Л. П.* Древние коры выветривания северной окраины Анабарского щита.— Учен. зап. НИИГА. Сер. регион. геол., 1968, вып. 12, с. 59—78.

183. *Соколов П. Н.* Литолого-геохимическая характеристика и закономерности формирования галогенно-карбонатных отложений кембрия западной части Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1972. 20 с.

184. *Соколов В. А., Хейконен К. И.* Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. I. М., 1966, с. 176—185.

185. *Соколова М. Ф., Родин Р. С.* Первая находка нордстрандита в бокситах Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1975, с. 139—145.

186. *Состояние и пути развития местной железорудной базы черной металлургии Сибири/А. С. Калугин, Н. М. Пивень, Л. Д. Староверов, Л. М. Тумольский, М. Л. Шерман.*— В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. М., 1970, с. 183—189.

187. *Спижарский Т. Н.* Сибирская платформа, ее возникновение и история развития.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 122—134.

188. *Старчик И. А.* Коры выветривания северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой поисков бокситов.— В кн.: *Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири.* Новосибирск, 1971, с. 107—108.

189. *Степанова Т. И., Ипатов М. М.* К фосфоритоносности Каргасских отложений Восточных Саян.— В кн.: *Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород.* М., 1966, с. 101—108.

190. *Стефен Дж.* Бокситовое выветривание на горе Зомба в Ньясаленде.— В кн.: *Вопросы геологии и минералогии бокситов.* М., 1964, с. 192—197.

191. *Стратиграфия* и литология «водораздельных галечников» Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазодносных россыпей бассейна р. Мархи Якутск/М. И. Плотникова, О. И. Кардопольцева, О. Г. Салтыков и др.— *Труды ЯФ СО АН СССР*, 1963, сб. 9. 186 с.

192. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960. 547 с.

193. *Сулимов И. Н.* Присяжно-Енисейский догерцинский краевой прогиб. Л., Недра, 1970. 247 с.

194. *Тектоническое строение Якутской АССР/К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горюштейн, Г. С. Гусев, Э. В. Денъгин, Г. И. Штех.* М., Наука, 1964. 291 с.

195. *Терентьева К. Ф.* О генезисе минералов глинозема в боксите.— В кн.: *Бокситы, их минералогия и генезис.* М., 1958, с. 51—59.

196. *Трубина К. Н.* Латеритная кора выветривания и связь с ней бокситов на примере Северо-Онежского и Подмосковского месторождений бокситов. Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1961. 24 с.

197. *Трубина К. Н.* Вторичные изменения продуктов бокситовой коры выветривания на одном из месторождений КМА.— В кн.: *Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород.* М., 1966, с. 146—159.

198. *Трубина К. Н.* Рудоносность и генетические особенности древнейшей коры выветривания.— В кн.: *Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых.* М., Недра, 1973, с. 22—40.

199. *Уманец В. Н.* Древняя кора выветривания на траппах восточной части Сибирской платформы.— *Труды ВСЕГЕИ.* Нов. сер., 1960, вып. 40, с. 40—45.

200. *Файнштейн Г. Х.* Закономерности формирования и размещения алмазных россыпей Западной Якутии.— В кн.: *Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР.* Вып. 9. М., 1962, с. 41—46.

201. *Филатов В. Ф., Коробов Ю. И., Кузнецова Г. Ф.* Мезозойские и палеогеновые поверхности выравнивания западной части Сибирской платформы.— Мат-лы IX пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. Иркутск, 1972, с. 34—43.

202. *Филатов В. Ф., Лоскутов Ю. И.* Возможность сохранения залежей латеритных бокситов на пластообразных останцах Сибирской платформы.— В кн.: *Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока.* Новосибирск, 1972, с. 78—83.

203. *Фосфатопоявления* в нижнепалеозойских отложениях северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья/В. И. Драгунов, В. Л. Либрович, В. Г. Матухина, В. Д. Немцев.— В кн.: *Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири.* Л., 1966, с. 95—102.

204. *Харин Г. С.* Древние коры выветривания в западной части Алтае-Саянской области.— В кн.: *Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока.* Новосибирск, 1967.

205. *Харин Г. С.* О закономерностях размещения и условиях образования девонских бокситов Салаира.— *Геология и геофизика*, 1969, № 9, с. 39—45.

206. *Харькив А. Д., Мельник Ю. И.* Древняя кора выветривания кимберлитовых пород трубки «Имени XXIII съезда КПСС».— В кн.: *Геохимия, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы.* М., 1970, с. 230—246.

207. Храмов Ю. Я. О возрасте бокситов Средне-Теринского месторождения.— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 78—84.

208. Цехомский А. М., Карстенс Д. И., Хабибулина Ф. Я. Маршаллиты в коре выветривания синийских толщ Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., 1964, с. 51—68.

209. Цехомский А. М., Карстенс Д. И. Основные эпохи развития кор выветривания в мезо-кайнозойское время на Сибирской платформе и их геологические особенности.— В кн.: Кора выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 120—125.

210. Дыкин Р. А. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Красноярского края.— В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 112—119.

211. Чекин С. С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1973. 155 с.

212. Черкасов Г. Н. Ордовикская кора выветривания в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1967, с. 135—141.

213. Черкасов Г. Н. Оценка перспектив бокситоносности позднетриасовых образований восточной окраины Тунгусской синеклизы.— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 57—60.

214. Черкасов Г. Н. О корях сернокислотного выветривания в Западной Якутии, как возможном источнике глинозема.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1975, с. 33—43.

215. Черкасов Г. Н., Резанов А. Н. Геохимия позднетриасовой (?) и позднеюрской кор выветривания приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск, 1974, с. 78—81.

216. Чупахин А. Я., Пельтек Е. И., Кондратьев Г. К. Стратиграфическое положение бокситоносных отложений как критерий установления континентальных перерывов.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 26—29.

217. Чухров Ф. В. Коры выветривания как источник материала некоторых осадочных руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 5—24.

218. Шамшина Э. А., Никишова Л. В. Древние коры выветривания на юго-восточном склоне Анабарского поднятия.— В кн.: Материалы по литологии Сибири. Новосибирск, 1971, с. 29—33.

219. Шамшина Э. А., Шпунт Б. Р. Эпохи корообразования на территории Якутии.— В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск, 1975, с. 3—30.

220. Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.

221. Шехоркина А. Ф. Формации рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. М., Наука, 1966. 96 с.

222. Шибистов Б. В. К вопросу о бокситоносности междуречья р. Ангара — Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Вопросы геологии экзогенного минерального сырья Красноярского края. Красноярск, 1968, с. 61—65.

223. Широкова Е. В., Бондарева Д. М. Геология и условия образования бокситов Козыревского рудопоявления (В. Саяны). Семинар по генезису бокситов. М., 1974, с. 151—154.

224. Шофман И. Л. Мезозойские континентальные отложения Патомского нагорья.— Докл. АН СССР, 1973, № 6, т. 213, с. 1389—1391.

225. Шпак Н. С., Сурикова А. С. Досинийская кора выветривания на Алданском щите.— Геология и геофизика, 1967, № 6, с. 130—131.

226. Щукина Е. Н. Бокситы Енисейского кряжа.— В кн.: Бокситы. М.—Л., 1936, с. 63—124.

227. Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., Мир, 1967, с. 154—261.

228. Ясманов Н. А., Боравлева Э. Б., Шуварин А. М. О мезозойских и кайнозойских эпохах корообразования на Сибирской платформе и их связь

с бокситообразованием.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов. Вып. 2. М., 1975, с. 82—87.

229. *Clarké O. M.* The formation of bauxite of Karst topography in Euf-dula district, Alabama and Jamaica, West India. Geol., Lancasner, 1966, v. 6, N 5, pp. 903—916.

230. *Goldman G. J., Tracey G.* The relations of bauxite and kaolin in Ar-cansas Area. Geology, 1946, v. 41, N 6, pp. 5—10.

231. *Shoen R., Robertson R.* Structures of aluminium hydroxide geochemi-cal implication. Amer. Mineral. 1970, v. 55, pp. 43—77.

Оглавление

Предисловие	3
Эпохи корообразования докембрия и палеозоя Сибири <i>Т. А. Дивина, Ю. П. Казанский</i>	4
Формации кор выветривания докембрия	5
Формации кор выветривания палеозоя	7
Докембрийские и палеозойские формации кор выветривания Сибирской платформы	16
Докембрий <i>В. В. Жабин</i>	16
Кембрий <i>П. Н. Соколов</i>	58
Ордовик <i>Г. Н. Черкасов</i>	65
Ранний карбон <i>О. В. Вааг, Т. А. Дивина, Р. Г. Матухин, С. В. Тарновский</i>	76
Поздний палеозой <i>В. И. Будников, О. В. Вааг, Т. А. Дивина</i>	92
Мезозойские и кайнозойские формации кор выветривания Сибирской платформы	96
Тунгусская синеклиза <i>В. И. Будников, И. Ф. Горовцов, М. Е. Каплан</i>	96
Юго-западная часть Сибирской платформы <i>Р. С. Родин, В. Н. Клевакин, Т. К. Пасашникова</i>	111
Енисейский кряж <i>П. А. Лизалек, Э. Е. Романова, А. Н. Ковалев, Г. В. Козлов, Т. А. Дивина, В. Г. Матухина</i>	158
Восточная окраина Тунгусской синеклизы и Юго-Западное Прианбарье <i>Г. Н. Черкасов, Ю. В. Давыдов, И. В. Шаламов, М. В. Мишин, К. А. Ивлиев, В. Г. Матухина</i>	197
Витимо-Патомское нагорье <i>Н. К. Кужельный, Э. В. Кужельная</i>	224
Список литературы	238

ИБ № 2872

Коры выветривания Сибири

Книга 2

Формации кор выветривания
Сибирской платформы

Редактор издательства **В. И. Макеев**

Переплет художника **Б. К. Силаева**

Художественный редактор **Е. Л. Юрковская**

Технические редакторы **Е. С. Сычева, Л. Н. Шиманова**

Корректор **Л. И. Окронгло**

Сдано в набор 25.12.78. Подписано в печать 06.06.79. Т-11613. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага кн. журн. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 16,75 с 3 вкл.
Уч.-изд. л. 18,88. Тираж 650 экз. Заказ 98/7590—1. Цена 3 руб.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Уважаемый товарищ!

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

КИРПАЛЬ Г. Р. Прогноз и поиски месторождений бокситов.
20 л. 1 р. 40 к.

В книге рассмотрены геолого-промышленные типы бокситорудных формаций, особенности их строения и закономерности размещения. Описаны латеритные, латеритно-терригенные (полигенные), терригенные и карбонатные бокситорудные формации. Выделены и охарактеризованы геолого-промышленные типы бокситорудных районов древних и молодых платформ, а также геосинклинально-складчатых областей. Приведен детальный анализ рудоконтролирующих факторов бокситообразования. Охарактеризована методика прогноза и поисков месторождений бокситов. Рассмотрены роль геологического прогноза в повышении эффективности поисковых работ, расширении и качественном улучшении сырьевой базы бокситов, сущность методов металлогенического и формационного анализов и их значение при прогнозной оценке бокситоносности территорий.

Для геологов, ведущих поиски и разведку бокситовых месторождений, а также занимающихся прогнозной оценкой бокситоносности территорий.

УИЛСОН Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. 45 л. Пер. изд.: ФРГ, 1975. 7 р.

Изложены основные принципы геологии карбонатных отложений, намечаются пути интерпретации обстановок карбонатной седиментации в прошлые геологические эпохи и выявления сложных особенностей строения и взаимоотношения разнофациальных разрезов карбонатных толщ. Рассмотрены региональные палеогеографические реконструкции областей древнего карбонатообразования Северной Америки, Европы и Среднего Востока. Отмечаются своеобразные черты, присущие карбонатообразованию различного возраста и разных регионов. Приводится деление карбонатных образований на 24 фациальных типа, даются 23 разновидности органических построек, намечается 5 типов карбонатных циклов.

На широкий круг геологов, литологов и палеогеографов, а также геологов-нефтяников, изучающих карбонатные отложения.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

Зруб.

2941

НЕДРА