

101827

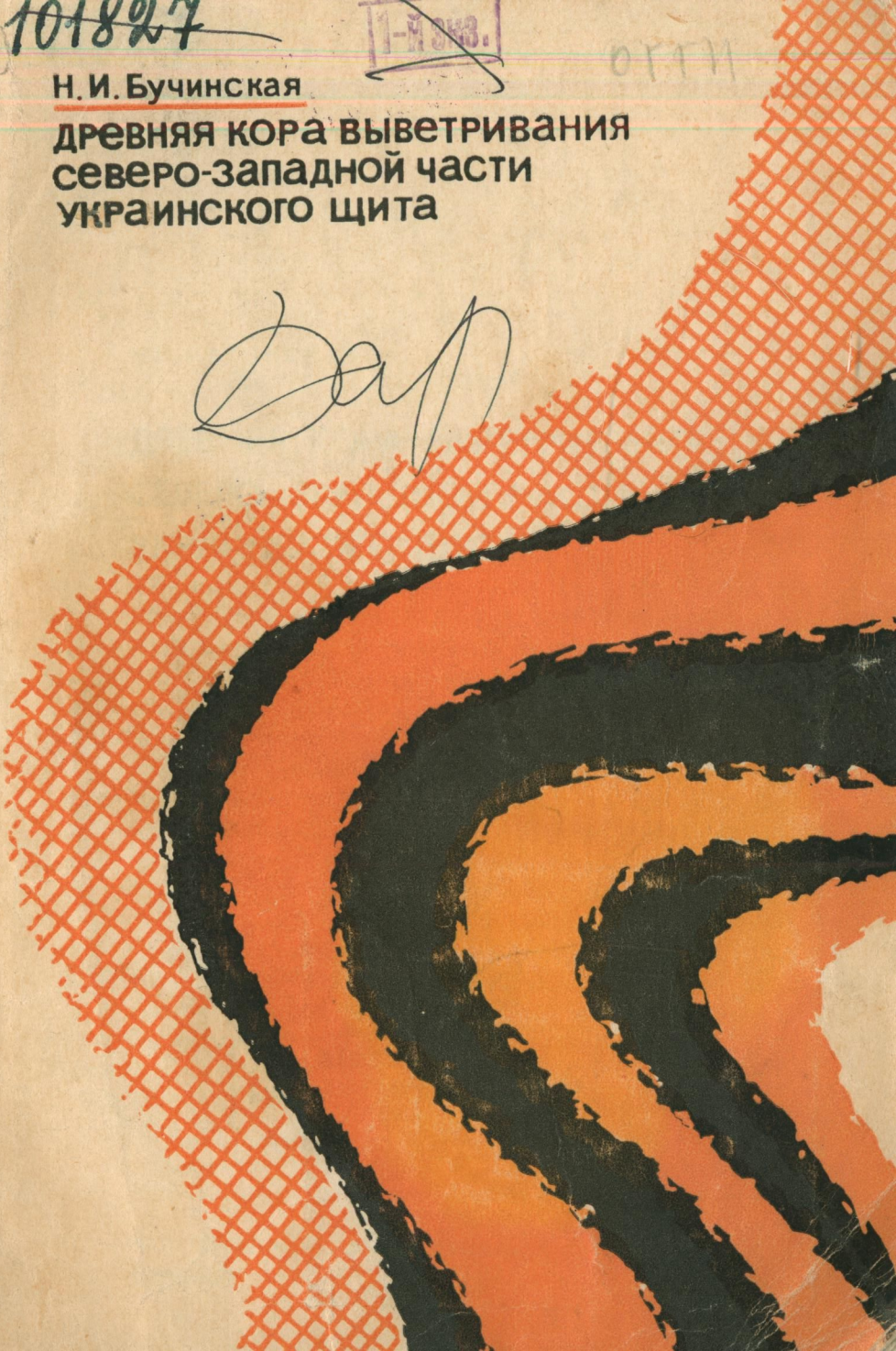
1-1827

01771

Н. И. Бучинская

**ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

Дар



~~101827~~

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Н. И. БУЧИНСКАЯ

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
УКРАИНСКОГО ЩИТА

~~Проверено 1974 г.~~

~~101827~~

~~БИБЛИОТЕКА  
Геолого-Географического  
ОТДЕЛЕНИЯ  
Академии наук СССР~~

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»  
КИЕВ—1972

Б94  
554  
УДК 551.311.23

В работе приведены данные по морфологии, строению и особенностям распространения древней коры выветривания северо-западной части Украинского щита. На основании результатов петрографо-минералогических исследований дана схема минеральных превращений, выделены и описаны минералогические типы древней коры выветривания на различных кристаллических породах. Особое внимание уделено накоплению свободных гидратов глинозема в результате разложения пироксенов, амфиболов и хлоритов в промежуточных зонах коры выветривания основных пород. Рассмотрены условия формирования древней коры выветривания и установлен ее мезозойский возраст.

Рассчитана на геологов, минералогов, петрографов, геохимиков и других специалистов, изучающих древние коры выветривания.

Ответственный редактор академик  
АН УССР В.К.Лазаренко

Рецензенты: докт. геол.-мин. наук Е.Г. Куковский,  
канд. геол.-мин. наук В.А. Хоменко

Редакция геологической литературы  
Зав. редакцией З.Г. Овчарова

2-9-2

230-72M

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Древние коры выветривания как геологические формации и связанные с ними полезные ископаемые — важные с практической и научной точки зрения геологические объекты.

На территории Украинской ССР до середины 50-х годов XX ст. изучение кор выветривания велось преимущественно в геологоразведочном плане в связи с поисками бокситов, силикатных руд никеля и частично каолинов. К этому времени относится постановка научно-исследовательских работ в области изучения древних кор выветривания Украины в Институте геологических наук АН УССР.

Необходимость таких работ в северо-западной части Украинского щита (Ущ) обусловлена открытием поисково-разведочными работами остаточных (элювиальных) месторождений ильменита в коре выветривания пород Волынского габбро-анортозитового массива и известных камерных пегматитов в коре выветривания гранитов. Учитывая большое народнохозяйственное значение и слабую изученность этих месторождений, мы поставили перед собой задачу провести детальное минералого-петрографическое и геохимическое изучение профилей выветривания на основных и кислых породах единого в петрогенетическом смысле коростенского комплекса.

Кроме того, данный район представляет интерес с точки зрения обнаружения бокситов, что следует из установленного в нем древнего переотложения (поздняя юра — ранний мел) материала коры выветривания, отвечающего времени интенсивного корообразования на значительной части Евразии.

Работа написана по материалам, собранным автором в период с 1956 по 1966 г. Изучение проведено на керновых образцах более чем 2 тыс. скважин съемочного и поисково-разведочного бурения.

В результате исследований установлены распространение, морфология и зональное строение древней коры выветривания района, а также степень ее размыва последующими процессами эрозии и денудации. На основании сравнительного анализа выделены и охарактеризованы основные минералогические типы кор выветривания. Изучены особенности минералообразования в коре и их связь с вещественным составом выветривающего субстрата. Выявлен и изучен латеритный тип выветривания.

Работа выполнена в отделе коры выветривания Института геологических наук АН УССР в тесном контакте с Житомирской экспедицией треста "Киевгеология" МГ УССР и рудником "Волянский". Химические, термические, электронномикроскопические, рентгенометрические и гранулометрические анализы, а также определения объемных и удельных весов выполнены в лабораториях ИГН АН УССР.

Работа проводилась под научным руководством доктора геол.-мин. наук Л.Г.Ткачука и канд. геол.-мин. наук В.Ю.Кондрачука. Им и исполнителям аналитических работ автор приносит глубокую благодарность.

#### КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Начиная с первых упоминаний в литературе о нахождении на Воляни лабрадоритов (в 1840 г. Сегет описал их под названием сиенитов) изучению пород коростенского комплекса посвящено огромное количество работ, внесших большой вклад в познание геологии и петрографии данного района. Среди них необходимо отметить известные монографии И.А.Морозевича (1893), В.Е.Тарасенко (1895), В.И.Лучицкого (1912), П.Н.Чирвинского (1926), В.И.Лучицкого и П.И.Лебедева (1934), Н.И.Безбородько (1935), В.С.Соболева (1947), А.А.Полканова (1948), М.Н.Ивантишина и др. (1957).

Древняя кора выветривания, широко развитая на кристаллических породах района, изучена слабо, поскольку специальные исследования в широком масштабе почти не проводились. Первые сведения о ней встречаем в работах, посвященных каолинам как ценному сырью для многих отраслей народного хозяйства.

Каолины на территории Ущ развиты очень широко. Указания или сведения о них мы находим в работах почти всех исследователей, работавших в разное время и в разных районах. Внимание исследователей привлекали многочисленные разработки каолинов и глин, издавна применявшихся для местных нужд населением, которые послужили в наше время сырьевой базой для возникновения фарфоро-фаянсовой промышленности, а также производства огнеупорных грубокерамических изделий. Но наряду с обилием фактических данных обобщающих работ по каолинам, а тем более по процессам каолино- и корообразования, очень мало.

Первую сводку каолиновых образований Украины составил в 1826 г. П.А.Землячченский в работе "Каолиновые образования южной

России". Он описал условия залегания, минеральные и химический состав каолинов большого количества месторождений. Автор сделал попытку установить химические связи воды в каолинах и писал о кристаллографических особенностях каолинита как минерала. Серьезное упущение в работе — отсутствие разделения каолинов на первичные и вторичные.

Первым наиболее глубоким исследованием теоретического характера, касающимся общих вопросов выветривания горных пород, стала работа И.И.Гинзбурга "Каолин и его генезис" (1912). В ней автор анализирует существовавшие в то время взгляды на происхождение каолинов, подчеркивает разницу между процессом "обыкновенного" (современного) выветривания и процессом каолинизации, выделяя две зоны выветривания — наружную и более глубокую внутреннюю, — куда относит каолины и каолиновые породы как безусловные продукты глубинного выветривания. Впервые по условиям образования каолины разделяются на первичные и вторичные. Касаясь химизма процесса каолинизации И.И.Гинзбург отмечает две его стороны: разложение вещества и вынос. Излагается точка зрения автора на происхождение каолинов, согласно которой основной причиной каолинизации считается третичное субтропическое выветривание, выразившееся в образовании красноземов и глин латеритных почв, переходящих книзу в каолиновые глины. По мнению И.И.Гинзбурга, верхние горизонты третичных почв смыты, а нижние — каолиновые — сохранились. Большую роль в процессе каолинизации автор отводит углекислоте, разлагавшей в виде водного раствора кристаллические породы, в связи с чем устанавливается парагенетическая связь каолинов и бурых углей.

В 1914 г. В.Д.Ласкарев опубликовал результаты десятиверстной съемки юга России, охватившей и описываемый район. Останавливаясь на вопросах палеогеографии, он отмечал, что с докембрия и до позднемелового времени район Волны представлял собой сушу, что могло способствовать формированию континентальных образований. В этом же году опубликована большая работа И.И.Гинзбурга о пеликанитах Украины, в которой пеликанитизация рассматривается как результат поствулканической гидротермальной деятельности. Считая невозможным образование пеликанитов по габбро (Тарасенко, 1895), И.И.Гинзбург отмечает пеликанитизацию эффузивов. Он полагает, что пеликаниты наравне с каолинами образовались в эоцене.

В первые годы Советской власти каолин как полезное ископаемое продолжает интересовать исследователей, публиковавших свои материалы в изданиях Украинского отделения Геологического комитета и других трудах. К этому периоду относится работа С.В.Бельского (1924), впервые установившего, что каолинизации подвергаются не только граниты, но и основные породы, и отметившего процесс перекристаллизации ильменита при пеликанитизации габбро. К теоретическим работам этого времени можно отнести работы И.И.Гинзбурга и В.И.Лучицкого.

И.И.Гинзбург в работе "К генетике глин Украины" (1926) отстаивает и развивает свою точку зрения на генезис каолинов, высказанную в 1912 г. Пеликанитовое разложение, при котором кремнезем оказался невынесенным, уже рассматривается им как особая вариация каолинового разложения. Главной причиной каолинизации пород на Украине считается третичное выветривание, а поствулканическим явлениям отводится второстепенная роль. Современные первичные каолины, как и ранее, рассматриваются им как остатки третичной коры выветривания, снесенной позднейшими процессами денудации.

Результатом обобщения данных, полученных в 20-е годы, были работы В.И.Лучицкого "Происхождение и возраст каолинов Украины" (1926) и "Каолины Украины" (1928). Рассматривая вопрос о возрасте первичных каолинов Ущ, автор высказывает мысль, что физико-химические условия, которые привели к образованию каолинизированных и отчасти пеликанитизированных пород, были одновременно на всей территории щита. Возраст процессов каолинизации (и пеликанитизации) автор определяет как додевонский, причем считает, что совершались они в две стадии (подготовительная стадия — пневматолитическая обработка пород на небольшой глубине еще в докембрии — и заключительная — каолинизация в преддевонское время посредством выветривания).

В конце 20-х и в 30-е годы в геологической печати появляется значительное число публикаций (П.А.Тутковский, 1925, 1931; В.И.Лучицкий, 1926, 1927, 1930; Ю.М.Абрамович, 1927, 1930; И.И.Гинзбург, В.П.Зубчанинов, 1927; М.И.Ожегова, 1929; И.И.Мельников, 1929, 1933, 1935; С.В.Бельский, 1930; И.Ф.Матковский, 1930, и др.), посвященных распространению, условиям залегания, химическому составу и возможностям использования первичных каолинов северо-западной части Ущ.

В предвоенные годы вопросы генезиса и возраста каолинов и коры выветривания в целом на территории Украины нашли в определенной мере свое отражение в работе С.В.Шотапенко, М.Н.Клюшников и др. (1940). По данным авторов, каолиновые глинистые породы встречаются преимущественно среди третичных отложений; в более древних геологических формациях (пермской, каменноугольной и девонской) глинистые породы чаще всего представлены каолиновым глинистым веществом. Это дало авторам основание утверждать, что каолинизация кристаллических пород интенсивно протекала лишь в третичное время, чему в значительной степени способствовали пресноводный характер вод третичных бассейнов и их значительная насыщенность гумусовыми веществами. Здесь следует отметить, что каолинизация полевошпатовых кристаллических пород могла происходить как в дотретичное, так и в послетретичное время и продолжается в настоящее, если происходит циркуляция вод, однако в третичное время каолинизация протекала наиболее интенсивно.

И.Е.Слензак в работе "Об образовании каолинов" (1946) приходит к выводу, что разложение массивно-кристаллических пород происходило в обстановке реакций окисления, гидратации и карбонатизации. По его мнению, дезинтеграция массивно-кристаллических пород при постоянных благоприятных физико-географических условиях совершается с нарастающей скоростью и является функцией времени. Этому способствует увеличение реактивной поверхности раздробленного кристаллического материала и образование путей для диссоциированных растворов. Подчеркивается большая роль предварительной тектонической подготовки пород. Причину каолинизации пород автор видит в воздействии болотных вод, чем и объясняет широкое площадное распространение каолинов и их парагенезис с буроугольными месторождениями. Наиболее благоприятными для каолинизации эпохами на Украине он считает ранний и средний эоцен, а также средний и поздний олигоцен.

В.Т.Сябряй в статье "К генезису первичных каолинов УССР" (1946) отмечает, что в дотретичное время кристаллические породы подвергались главным образом дезинтеграции благодаря длительному процессу физико-механического выветривания. Процессы каолинизации наиболее интенсивно проходили в эоценовое (бучакское) время, т.е. в период образования бурых углей, сопровождавшегося выделением большого количества углекислоты. Воды, насыщенные

углекислотой, воздействовали на полевошпатовые кристаллические породы, предварительно подвергнутые дезинтеграции, и способствовали их окончательному разложению химическим путем, т.е. каолинизации.

В.С.Соболев в монографии "Петрология восточной части сложного Коростенского плутона" (1947) помимо описания исходных пород останавливает свое внимание на процессах их каолинизации. Принимая в целом экзогенный ее характер, он в то же время высказывает интересную мысль о том, что постмагматическая эндогенная обработка породообразующих минералов, в первую очередь полевых шпатов, могла способствовать более интенсивному их выветриванию. Обращает внимание на то, что грубозернистая структура пегматитов могла содействовать более глубокому проникновению агентов выветривания, а различная глубина его на массивных породах в целом обусловлена формами древнего (докорового) рельефа. Автор отмечает также, что процессы пеликанитизации проходили как на кислых, так и на основных породах района.

В 1949 г. В.П.Петров в статье "Волынские габбро-лабрадориты и проблема каолинизации плагиоклазов", так как как и И.И.Гинзбург (1926), считает, что каолинизированные участки габбро на Волыни являются сохранившимися от размыва останцами "древней коры выветривания", широко развитой на Украине. На основании детальных исследований автор приходит к выводу, что каолинизация мономинеральных плагиоклазовых пород - лабрадоритов - дает почти мономинеральные первичные каолиниты. Калиевый полевой шпат каолинизируется труднее плагиоклазов и сохраняется неизменным даже в полностью каолинизированных плагиоклазитах; пироксен и оливин замещаются с полным сохранением границ железистым монтмориллонитом ("нонтронитом"); титаномagnetит остается свежим даже в сильно каолинизированных породах; автор отмечает также малую роль гидрослюд для габбровых каолинов.

В 1952 г. И.И.Гинзбург в статье "Пеликаниты и опалы Кос-Шоу и сравнение их с украинскими" приходит к выводу, что процесс пеликанитизации, как и процесс окремнения серпентинитов, носит явно гипергенный характер. Он отрицает утверждение Б.А.Гаврусевича (1931) о гидротермальном происхождении процессов пеликанитизации и связывает образование пеликанитов с линейным типом силицификации, высоким положением в древнем рельефе

материнских пород и большей сухостью этих участков рельефа по сравнению с подножьем, где проходили процессы каолинизации.

На Украине, как и в СССР в целом, в течение последнего десятилетия (1956 - 1966 гг.) фронт исследований древней коры выветривания значительно расширился. Они ведутся в различных направлениях и на разных геологических объектах.

В 1957 г. В.Ю.Кондрачук в тезисах доклада "К вопросу о каолиновом типе выветривания на Украине" устанавливает несколько периодов образования коры выветривания, среди которых "наиболее значительными после протерозоя были: рифейский, девонский, мезозойский и третичный". Профиль каолинового типа автор подразделяет на три зоны: а) полной и б) частичной каолинизации, в) начальной дезинтеграции. В этой же работе автором отмечено закономерное изменение объемного веса пород по профилю выветривания и замечено, что "введение поправки на изменение объемного веса последовательного ряда образцов, отобранных по профилю, позволяет более уверенно судить об интенсивности и преобладании выноса компонентов при образовании коры выветривания, а также о явлениях самообогащения верхней части профиля выветривания в отношении сравнительно устойчивых (в том числе рудных) минералов".

В этом же году Б.М.Михайлов в тезисах к докладу "Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания" (1957) дал методику пересчета химических анализов с учетом изменения объемного веса пород в профиле коры выветривания, получившую широкое признание у исследователей.

В 1958 г. В.Ю.Кондрачук в статьях "О закономерности изменения объемного веса горных пород в профиле выветривания" и "О плотности пород коры выветривания Волинского габбро-лабрадоритового массива" на основании изучения материалов по району устанавливает общую закономерность изменения объемного веса пород каолинового профиля выветривания, а также отмечает, что кривые изменения объемного веса отражают неравномерность протекания химического выветривания, что указывает на огромные размеры выноса вещества в процессе образования и преобразования коры выветривания. В ряде последующих статей (1961, 1966) В.Ю.Кондрачук характеризует кору выветривания как коренной источник формирования распространенных здесь россыпей ильменита.

К этому времени относятся публикации Ю.Б.Басса (1958, 1960 и др.), впервые открывшего латеритную кору на Украине, по вопро-

сам бокситообразования; И.И.Гинзбурга и А.П.Никитиной (1956) о продуктах выветривания некоторых хлоритов УССР; А.Д.Додатко (1962-1966) о коре выветривания ультраосновных пород среднего Приднепровья; Е.Г.Куковского (1956 - 1966) о минералогии и минералогических преобразованиях в корах выветривания различных исходных пород УССР и особенностях строения и свойствах глинистых минералов; Ю.С.Лебедева (1957 - 1964) о минералогии коры выветривания ультраосновных пород среднего Побужья; Ю.А.Русько (1963, 1965) о минералогии каолинов и морфологии каолинита и т.п. Э.В.Мельничук (1964) разработал новые методы петрохимических пересчетов для определения миграции элементов при химическом выветривании и метасоматических процессах. Ряд вопросов минералогии коры выветривания крайней северо-западной части Ущ (западная Волянь) освещает в своей монографии Ю.М.Мельник (1962). Некоторые вопросы, касающиеся распространения, зональности и минералогии коры выветривания района, освещены в публикациях автора (1962, 1964, 1965, 1966).

Данные о вещественном составе коры выветривания лабрадоритов приведены в статье Н.А.Лисицкой и С.Д.Газенко (1967). Особо следует отметить обобщающую работу В.П.Петрова (1967), в которой в обзоре строения и петрографических особенностей различных кор выветривания внимание уделено также и коре выветривания основных пород района исследований.

Помимо указанных и других публикаций большой материал по попутной характеристике распространения, строения и отчасти вещественного состава древней коры выветривания как основных, так и кислых пород района содержится в отчетах геологосъемочных и поисково-разведочных партий и экспедиций, главным образом Житомирской, Володарско-Волинской и бывш.Западно-Украинской.

Изучение вещественного состава коры выветривания и условий ее формирования, проведенное во время картирования, позволило нам составить первую схематическую карту коры выветривания района, гипсометрии поверхности и подошвы коры выветривания, а также ее мощности. Этот материал, как и петрографо-минералогическая характеристика основных типов кор выветривания, использован при составлении литологической карты коры выветривания Ущ,

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРО-  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УЩ

Кристаллические породы

В геологическом строении северо-западной части УЩ участвуют различные по составу и возрасту породы: изверженные коростенского интрузивного комплекса (средний /?/ протерозой, Личак, 1958) и более древние (архей) метаморфические, слагающие древнюю "раму" плутона.

Среди пород "рамы" выделяются гнейсы, гнейсо-мигматиты, серые биотитовые и гибридные граниты. Простираение пачек гнейсов северо-западное ( $300 - 315^{\circ}$ ), падение - юго-западное под углом  $40 - 50$  до  $80^{\circ}$ , реже - вертикальное. Гнейсы по минеральному составу делятся на пироксеновые, пироксен-амфиболовые и наиболее распространенные амфибол-биотитовые и биотитовые разновидности.

Архейскими образованиями являются также гибридные граниты, наблюдаемые в виде мелких массивов среди рапакививидных гранитов, и серые биотитовые граниты. Первые от обычных рапакививидных гранитов отличаются более низким содержанием кремнезема и повышенным глинозема. Вторые по структурно-петрографическим признакам близки к житомирским гранитам, а по высокому значению  $FeO : MgO$  сходны с коростенскими гранитами.

В северной части, за пределами описываемого района, развиты нижнепротерозойские (?) породы овручской серии, относящиеся к древней кровле плутона. Они представлены в основном кварцитовидными песчаниками и пироксилитовыми сланцами.

Породы коростенского интрузивного комплекса занимают обширную территорию северной части Житомирской области и развиты в бассейнах рр. Ирши и Тростяницы, Ужа и его притоков Жерева и Норина, слагая большое по площади (около  $8 \text{ тыс. км}^2$ ) и сложное по строению интрузивное тело, названное Коростенским плутоном.

Плутоны вытянуты в северо-западном направлении, совпадающем с главными тектоническими разломами данной части кристаллического щита. С юга и запада он контактирует с более древними гнейсо-мигматитами и гранитами, с севера - с породами овручской эффузивно-осадочной толщи, находясь с ними в сложных взаимоотно-

ношениях. На востоке плутоны прикрыты мощным покровом - главным образом кайнозойских отложений. Метаморфические и изверженные породы архея - протерозоя, развитые в исследуемом районе, почти повсеместно перекрыты более молодыми образованиями, представленными древней корой выветривания этих пород и залегающими на ней с разрывом отложениями мезокайнозойского возраста.

По петрографическому составу и условиям образования в коростенском интрузивном комплексе выделяются основные, кислые, гибридные и щелочные породы (Соболев, 1940; Личак, 1958).

Основные породы образуют в бассейне рр. Ирши и Ужа два крупных массива: южный - Володарск-Волянский и северный - Чеповичский, а также несколько небольших массивов и глыб типа крупных ксенолитов (район сс. Млинова, Ушомира, Писаревки и др.). Эти массивы тяготеют к юго-восточной части развития пород коростенского интрузивного комплекса и окаймляются кислыми породами, за исключением южной и юго-восточной частей, контактирующих с более древними породами "рамы" плутона.

Володарск-Волянский основной массив занимает площадь около  $1000 \text{ км}^2$ , имеет неправильную форму с извилистыми очертаниями и в согласии с общей ориентировкой плутона несколько вытянут в северо-западном направлении. Расположен он в зоне главного разлома северо-западного направления. В этом направлении ориентированы также элементы его внутренней структуры.

В средней части массив сложен крупнозернистыми габбро-анортозитами, среди которых встречаются небольшие массивы крупно- и среднезернистых анортозитов, ориентированные в северо-западном направлении, что соответствует общей структуре плутона. Так же ориентированы мелкие тела габбро-норитов и габбро-монцитов, являющихся образованиями краевой части массива. В виде узкой полосы ( $3 - 5 \text{ км}$ ) они окаймляют центральную часть массива с запада и востока.

По данным В.Е.Тарасенко (1895), впервые детально описавшего основные породы, Н.И.Безбородько (1935), В.С.Соболева (1947), И.Л.Личака (1957) и др., а также геологоразведочных работ, среди пород массива выделяются следующие главные группы: анортозиты, габбро-норитовые породы, габбро-монциты или габбро-сиениты, габбро-порфиритовые породы и пегматитовые образования основной магмы. Для этих пород характерны такие особенности:

а) обилие почти мономинеральных плагиоклазовых пород (анортози-



тов); б) сравнительно низкая основность плагиоклазов и высокая железистость феррических минералов; в) почти постоянное наличие калиевого полевого шпата и необычный парагенезис кварца с оливином.

**Анортозиты** — массивные породы темно-серого или зеленовато-серого цвета, часто с синеватым оттенком, крупнозернистые, обычно порфиридные. Выделения плагиоклазов нередко достигают нескольких сантиметров. Минеральный состав: плагиоклазы (90 — 95%) и небольшое количество темноцветных минералов — моноклинный и ромбический пироксен и оливин; нередко встречаются ильменит и биотит. Если количество темноцветных минералов превышает 8 — 10%, характерных для типичных анортозитов, породы рассматриваются уже как переходные разности крупнозернистых габбро-анортозитов или габбро-норитов.

**Габбро-норитовые** породы представлены несколькими разновидностями, отличающимися минеральным составом и структурой. Наиболее широко развиты габбро-нориты, которым подчинены нормальное и оливиновое габбро. С анортозитами габбро-нориты связаны постепенными переходами и имеют большие содержания темноцветных минералов (до 40 — 45%). Это массивные среднезернистые, реже мелкозернистые, иногда порфиридные породы серого и темно-серого цвета с зеленоватым или голубоватым оттенком. Структура габбровая либо габбро-офитовая с довольно отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксенам. Габбро-нориты состоят из порфировых выделений плагиоклазов (лабрадор № 50 — 56), основной среднезернистой массы (андезин № 28 — 35), моноклинных пироксенов диопсид-геденбергитового ряда и ромбических — типа гиперстена. Оливин встречается в незначительных количествах (даже в оливиновых разностях содержание его не превышает 4 — 5%) в виде неправильных зерен, включенных в пироксен. Рудные минералы (5 — 6%), как и в анортозитах, представлены ильменитом, титаномagnetитом, пирротинном, пиритом, magnetитом, халькопиритом и марказитом. Все они обычно ассоциируются с феррическими минералами. Калиевый полевой шпат встречается не во всех разновидностях этой группы. Количество его не превышает 3 — 5%, образует неправильные ксеноморфные выделения между плагиоклазами и пироксенами или антипертитовые вросстки в плагиоклазе. Биотит наблюдается в виде зерен с изорванными краями или мелких пластинок на стыке зерен пироксена и плагиоклаза. Апатит

является довольно распространенным акцессорным минералом (до 3%) и встречается в виде тонких иголок и толстых столбиков.

**Габбро-монцонитовые и габбро-сиенитовые** породы приурочены к краевым частям массивов, где благодаря контактными процессам приобрели промежуточные между кислыми и основными породами состав и структуру. Они не имеют резких контактов как друг с другом, так и с кислыми или основными породами. Переход от основных пород к кислым характеризуется появлением кварца и калиевого полевого шпата, постепенно вытесняющих плагиоклазы, содержание которых в гранитах падает до 5 — 7%. Параллельно понижается основность плагиоклазов — от лабрадора до олигоклаз-альбита. Темноцветные минералы гибридных пород представлены роговой обманкой, пироксеном, биотитом, иногда оливином. Одновременное нахождение оливина и кварца объясняется гибридным происхождением пород.

По минеральному и химическому составу гибридные породы делятся на разновидности, образующие между собой переходные разности. Сюда относятся габбро-монцониты, монцониты, гранодиориты, кварцевые сиениты, граносиениты и др. Наиболее широко распространены габбро-монцониты. Их приконтактные участки с биотит-амфиболовыми гранитами содержат обильную вкрапленность ильменита и иногда медно-никелевых сульфидов.

Габбро-монцониты внешне похожи на габбро-нориты, но отличаются количественными отношениями и составом (Соболев, 1947) породообразующих минералов. Так, у них при меньшем содержании темноцветных минералов, по сравнению с габбро-норитами, повышена их железистость, а для плагиоклазов характерна низкая основность при высоком содержании калиевых полевых шпатов.

Из всех пород, входящих в состав плутона, наиболее широко развиты граниты.

Впервые граниты плутона детально описаны И.А. Морозевичем (1893), затем В.И. Лучицким (1912), Н.И. Безбородько (1929, 1935), М.И. Ожеговой (1939), а в последнее время В.С. Соболевым (1947), Н.Т. Вадимовым (1950) и И.Л. Личаком (1957, 1958).

В.С. Соболев (1947) среди гранитов плутона выделил три группы: собственно граниты, эндоконтактные и контаминированные граниты, жильные породы гранитного ряда (гранит-порфиры, микрограниты, аплиты и гранитные пегматиты).

Наиболее широко распространены граниты первой группы, пред-

ставленные рапакиви, рапакививидными биотит-амфиболовыми и биотитовыми гранитами. Все они пространственно и генетически тесно связаны между собой, а через рапакиви — с основными породами. Исключение составляют биотитовые граниты Лезниковского массива, которые отличаются от рапакививидных гранитов фациальной особенностью, занимая территориально обособленный участок.

Граниты-рапакиви слагают небольшой массив в юго-восточной части плутона (районы г.Малина, сс.Буков и Гуты-Потиевской). Небольшие выходы рапакиви наблюдаются по р.Ирше западнее с.Теренцов и в окрестностях с.Ставков. Это породы порфиroidного сложения, состоящие из овоидных выделений калиевого полевого шпата, реже кварца и плагиоклаза и среднезернистой основной массы, в состав которой входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, амфибол, биотит, моноклинный пироксен, оливин, рудные минералы, флюорит, циркон, апатит, сфен, а из вторичных — хлорит, карбонаты, пренит, серицит и другие минералы. Оливин встречается редко и характеризуется высокой (90% и более) железистостью. Он содержит больше фаялитового компонента, чем самый железистый оливин основных пород (Соболев, 1947). Из аксессуарных минералов наиболее характерны флюорит и циркон, редко встречаются апатит, ортит и турмалин.

Рапакививидные биотит-амфиболовые граниты распространены наиболее широко. Они слагают обширное поле, расположенное между массивом основных пород и гнейсо-мигматитовой рамой плутона. От гранитов рапакиви они отличаются не столько минеральным составом, сколько текстурно-структурными особенностями. Среди них выделяют крупно-, средне- и мелкоовоидные разновидности, которые могут быть биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми. Реже встречаются пироксен-амфиболовые граниты, стоящие по минеральному составу ближе других к рапакиви. Наиболее широко развиты крупно- и среднеовоидные биотит-амфиболовые граниты.

Биотитовые граниты слагают небольшой массив (около 45 км<sup>2</sup>), расположенный на южной окраине плутона в районе сс. Топорища, Лезников, Пекарщины. Для них характерна петрографическая однородность; лишь в краевых частях массива граниты менее однородны и приобрели гнейсовидный облик гибридизированных пород. Преобладают массивные среднезернистые красно-розового цве-

та породы, слабо порфиroidные, с равномерно расположенными обильными выделениями темно-серого и серого кварца. Минеральный состав: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит, флюорит, рудные минералы; вторичные — серицит и хлорит; структура гипидиоморфнозернистая.

Дайково-эффузивные породы в исследуемом районе представлены мелкозернистыми разностями типа габбро-порфиритов, габбро-мондонитовых порфиритов, диабазовых порфиритов и диабазов. Все они секут как гнейсо-мигматиты архея и кварцитовидные песчаники, так и породы коростенского интрузивного комплекса. В юго-западной части плутона дайковые породы располагаются в виде дугообразно изогнутой зоны, расположенной в 3 — 4 км западнее и вытянутой параллельно контакту между гранитоидными и основными породами.

Щелочные породы впервые были обнаружены в окрестностях с.Гуты-Потиевской В.С.Соболевым (1940). В настоящее время известно много выходов, расположенных вокруг Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива на различном удалении от него. Щелочные породы пространственно тесно связаны с рапакививидными гранитами. Отдельных массивов они не образуют, а приурочены к ослабленным зонам гранитов (Личак, Царовский и др., 1957), соответствующим тектоническим трещинам северо-западного простирания. Эти зоны представляют собой различные по мощности (от одного-трех до нескольких десятков метров) и протяжению полосы ошелоченных рапакививидных гранитов, пронизанных тонкими кварцевыми прожилками. Ошелачивание гранитов распространяется от зальбандов кварцевых прожилков на расстояние 4 — 5 см и заключается в интенсивной альбитизации полевых шпатов, образовании щелочных пироксенов и амфиболов. Последних может не быть. Ошелоченные породы макроскопически мало отличаются от окружающих рапакививидных гранитов, с которыми они образуют постепенные переходы. Обычно это массивные, слабо порфиroidные среднезернистые породы красновато-бурого или коричнево-красного цвета. Минеральный состав: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, эгирин, щелочные амфиболы, магнетит, сфен, флюорит, циркон, апатит.

На докембрийских породах района почти повсеместно развита древняя кора выветривания площадного типа, сохранившаяся от размыва в виде отдельных участков.

Из-за неравномерности своего первоначального развития и, что особенно важно, проявления последующих эрозионно-денудационных процессов в меловое и кайнозойское время современный вид древней коры выветривания характеризуется в различных участках района разными мощностями. При средней мощности 10 - 12 м имеются участки, где мощность ее достигает 40 - 70 м и более. Поверхность коры выветривания почти повсеместно перекрыта плащом осадочных отложений мелового, третичного и четвертичного возраста.

Осадочные породы распространены почти повсеместно. Они встречаются на вершинах денудационных останцев и имеют мощность, колеблющуюся от десятков сантиметров до 40 м. Третичные отложения, а также образования мелового возраста сохранились лишь небольшими пятнами и повсеместно перекрыты четвертичными отложениями (Веклич, 1957, 1960, 1966).

Нижнемеловые отложения на территории северо-западной части щита имеют широкое, хотя и островное, в результате размыва, распространение. Среди них выделяются континентальные (апт-нижний альб) и морские (верхний альб) фации.

Нижнемеловые континентальные отложения приурочены к древним погребенным долинам и представлены вторичными каолинами, каолиновыми глинами, каолинистыми песками, ильменитоносными песками с каолиновым материалом, а также бокситовидными породами. Все эти разности переслаиваются между собой. Наиболее распространены кварцево-каолиновые породы и каолинистые пески, представляющие собой фации руслового аллювия. Образование бокситовых пород, отличающихся высокими содержаниями свободного глинозема (до 20% и более), связано с разрушением латеритной коры выветривания на габбро-анортозитах.

Верхнемеловые отложения распространены в этой части щита шире, чем нижнемеловые, и представлены морскими и лагунно-морскими образованиями сеноманского, туронского, коньянского и сантонского ярусов. Встречаются они отдельными островками, сохранившимися от размыва в понижениях древнего рельефа. Выделяются два горизонта (снизу вверх): глинистые пески и запесоченные катунные глины и песчано-кремнистые отложения.

Отложения палеогена встречены в последние годы к югу от изученного района, где они представлены сравнительно маломощной алеврито-песчано-мергелистой толщей с растительными остатками.

Киевские отложения развиты в районе восточного контакта Володарск-Волинского массива основных пород, залегают на дресве и перекрыты сверху железистыми песчаниками полтавской свиты. Общая мощность этих отложений составляет 2,5 - 3,0 м. Они представлены мелкопесчаными глинами и песками со стяжениями окремнелых пород, глауконитом и отпечатками морской фауны.

Харьковские отложения достоверно не установлены, к ним условно отнесены серовато-зеленые глинистые глауконитовые разнзернистые пески с прослоями и линзами песчанистых глауконитовых глин.

Отложения неогена полтавской свиты наиболее широко распространены в южной и юго-восточной частях района. Мощность их от нескольких сантиметров до 35 м. Литологически они представлены углисто-песчанистыми отложениями (нижний горизонт) и каолинистыми песками (верхний горизонт). В тяжелой фракции есть значительное количество ильменита (до 60 - 70%).

Плиоценовые отложения распространены в западной части района, совпадая с расположением плато, а также вместе с полтавскими песками выполняют древние долины. Мощность их колеблется в пределах 0 - 32 м. Сложены они преимущественно глинистыми отложениями.

Четвертичные отложения образуют почти сплошной покров мощностью от десятков сантиметров до 10 - 16 м и более. Представлены песками, глинами и суглинками.

#### ГЕОЛОГИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА

На докембрийских кристаллических породах почти повсеместно развита древняя кора выветривания, имеющая площадной характер распространения и представленная несколькими минералогическими типами. Первичная документация коры выветривания и последующее изучение фактического материала в лабораторных условиях, сопровождавшееся комплексными исследованиями, дали возможность достаточно детально осветить геологию коры выветривания, установить минеральный состав продуктов выветривания на всем комплексе пород и выделить зоны и минералогические типы профилей выветривания.

Обобщение и систематизация полученных данных позволили составить карту коры выветривания кристаллических пород Волынского габбро-анортозитового массива (рис.1). Она составлена автором по данным поисково-съёмочного и разведочного бурения на геологической основе, составленной В.Е.Сметуховым по материалам Н.Т.Вадимова и Б.П.Герасимчука (1961) (1 -  $\gamma r_6 Pt_2$  - гранит биотитовый и биотит-роговообманковый, рапакивиоподобный; 1а - дезинтегрированный гранит; 1б - галлуазито-гидрослюдисто-каолининовая зона; 2 -  $\gamma r_3 Pt_2$  - дезинтегрированный гранит биотитовый, мелкозернистый, порфиоровидный; 2а - каолинит-гидрослюдистая зона; 2б - каолининовая зона; 3 -  $\gamma r_3 Pt_2$  - гранит биотитовый, среднезернистый; 3а - дезинтегрированный гранит; 3б - каолининовая зона; 4 -  $\gamma r_3 Pt_2$  - гранит биотитовый, биотит-роговообманковый, мелко- и среднезернистый, порфиоровидный; 4а - дезинтегрированный гранит; 4б - галлуазит-гидрослюдисто-каолининовая зона; 4в - каолининовая зона; 5 -  $\gamma r_2 Pt_2$  - гранит роговообманково-биотитовый, крупнозернистый, овоидный; 5а - дезинтегрированный гранит; 5б - галлуазит-гидрослюдисто-каолининовая зона; 5в - каолининовая зона; 6 -  $\gamma r_1 Pt_2$  - гранит роговообманковый, роговообманково-биотитовый, крупнозернистый; 6а - дезинтегрированный гранит; 6б - гидрослюдисто-галлуазит-каолининовая зона; 6в - каолининовая зона; 7 -  $\gamma r Pt_2$  - гранит биотитовый, аплитовидный; 7а - дезинтегрированный гранит; 7б - каолининовая зона; 8 -  $\epsilon_1 Pt_2$  - монцонит кварцевый и граносиенит; 8а - дезинтегрированный монцонит кварцевый и граносиенит; 8б - каолининовая зона; 9 -  $\epsilon Pt_2$  - монцонит и габбро-монцонит; мелкозернистые; 9а - дезинтегрированные монцонит и габбро-монцонит; 9б - гидрохлорит-монтмориллонит-гидрослюдистая зона; 9в - гетит-каолининовая зона; 10 -  $\nu Pt_2$  - габбро и габбро-нориты мелко- и среднезернистые; 10а - дезинтегрированные габбро и габбро-нориты; 10б - каолинит-монтмориллонит-гидрохлоритовая зона; 10в - каолининовая зона; 11 -  $\nu b_1 Pt_2$  - габбро-анортозит крупно- и среднезернистый; 11а - дезинтегрированный габбро-анортозит; 11б - гидрохлорит-монтмориллонитовая зона; 11в - каолининовая зона; 12 -  $\nu b Pt_2$  - анортозит крупно- и среднезернистый; 12а - дезинтегрированный анортозит; 12б - каолинит-монтмориллонитовая зона с бемитом; 12в - каолининовая зона; 13 -  $\gamma m_1$  - дезинтегрированный гранит среднезернистый порфиоровидный; 13а - галлуазит-каолининовая зона; 14 -  $q Pt_2$  - кварцитовидный песчаник, слюдястый, гранитизированный; 15 - границы зон коры выветривания; 16 - границы разновидностей пород; 17 - границы комплексов пород).

В основу построения карт и профилей коры выветривания были положены методы и терминология, выработанные И.И.Гинзбургом и К.К.Никитиным (1963). Карта-схема (рис.2) древней коры выветривания западного экзоконтакта Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива (месторождение камерных пегматитов) составлена автором по данным поисково-съёмочного и разведочного бурения на основании геологической карты-основы, составленной Л.А.Приказчиковым по материалам Н.Т.Вадимова, Е.Д.Поляковой, И.Л.Личака, Л.С.Компной и личных наблюдений (1 - сиениты и щелочные кварцевые сиениты -  $\gamma_{12}$  ; 1а - монтмориллонит-гидрослюдистая зона; 2 - гранит биотит-амфиболовый, овоидный -  $\gamma_{10}$  ; 2а - дезинтегрированный гранит; 2б - галлуазит-каолининовая зона; 2в - каолининовая зона; 3 - каолинит-гидрослюдистая зона по биотитовым гранитам -  $\gamma_9$  ; 3а - каолининовая зона по биотитовым гранитам; 4 - гранит пироксен-амфиболовый, овоидный -  $\gamma_8$  ; 4а - дезинтегрированный гранит; 4б - каолинит-галлуазитовая зона; 4в - каолининовая зона; 5 - гранит лейкократовый, овоидный -  $\gamma_7$  ; 5а - дезинтегрированный гранит; 5б - гидрослюдисто-каолининовая зона; 5в - каолининовая зона; 6 - дезинтегрированный биотит-амфиболовый гранит с крупными овоидами -  $\gamma_6$  ; 6а - галлуазит-каолининовая зона; 6б - каолининовая зона; 7 - гидрослюдисто-каолининовая зона по биотитовым мелкозернистым гранитам -  $\gamma_5$  ; 8 - 8а - каолининовая зона по аплитовидным мелкозернистым гранитам -  $\gamma_3$  ; 9 - гидрослюдисто-каолининовая зона по гибридным мелкозернистым гранитам -  $\gamma_2$  ; 9а - каолининовая зона; 10 - граносиениты; кварцевые сиениты и сиениты -  $\gamma_1$  ; 10а - дезинтегрированные сиениты; 10б - монтмориллонит-гидрослюдистая зона; 10в - каолининовая зона; 11 - монцонит и габбро-монцонит мелкозернистый, темно-серый -  $\nu_1$  ; 11а - дезинтегрированные монцониты и габбро-монцониты; 11б - гидрохлорит-монтмориллонитовая зона; 11в - гетит-каолининовая зона; 12 - габбро, кварцевое габбро, габбро-нориты мелкозернистые темно-серые -  $\nu_4$ ; 12а - дезинтегрированные габбро и габбро-нориты; 12б - гидрохлоритовая зона с гибситом; 12в - каолининовая зона, вторично обеленная; 13 - дезинтегрированные габбро-анортозиты, крупнозернистые, темно-серые -  $\nu_1$  ; 13а - гидрохлорит-монтмориллонитовая зона; 13б - каолининовая зона; 14 - каолининовая зона по анортозитам -  $\nu$  ; 15 - кварцевый песчаник, слюдястый, гранитизированный; 16 - пелликанитизация; 17 - границы коры выветривания; 18 - границы комплексов пород; 19 - границы разновидностей пород внутри комплексов).

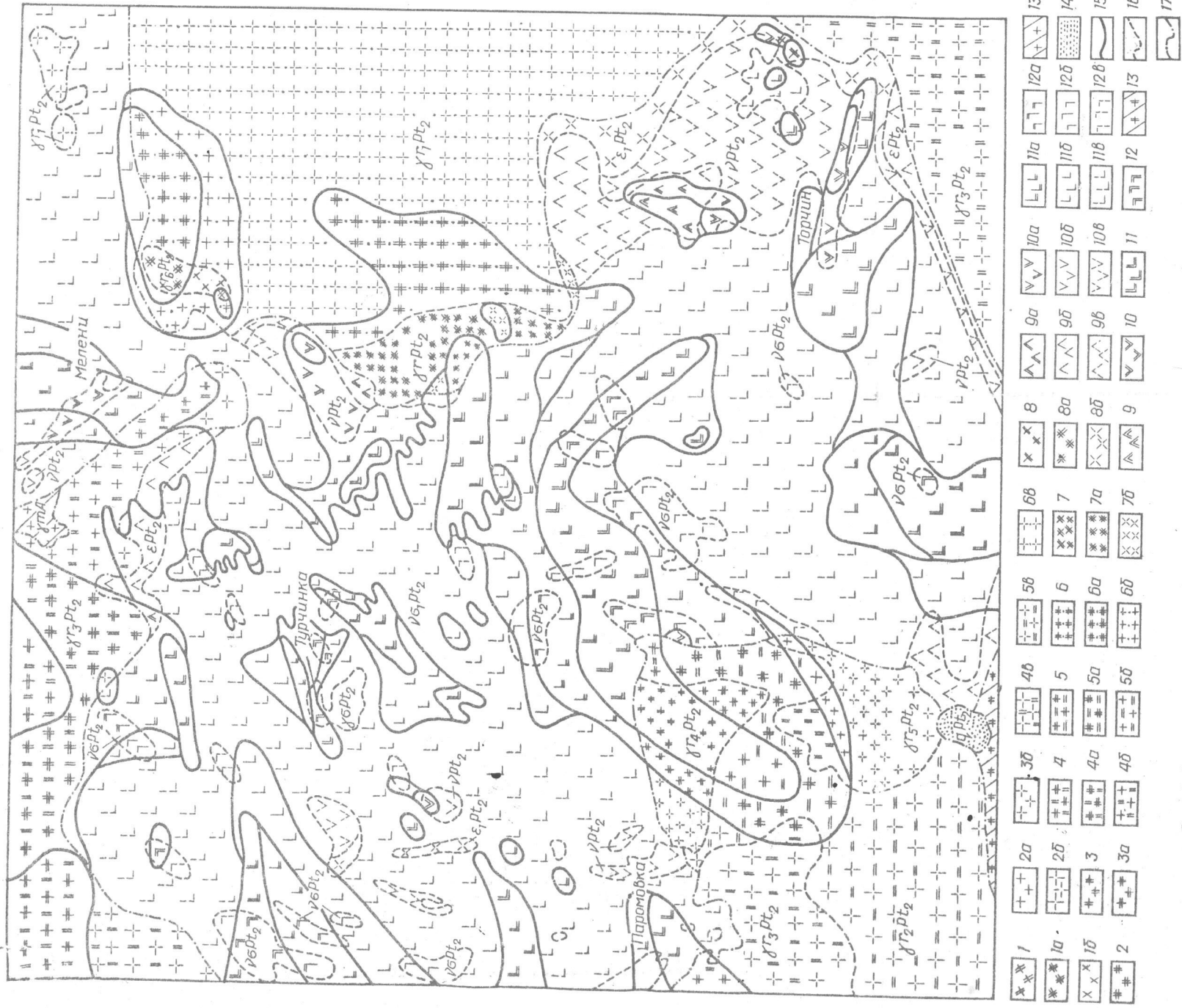


Рис. 1. Схематическая карта древней коры выветривания кристаллических пород Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива.

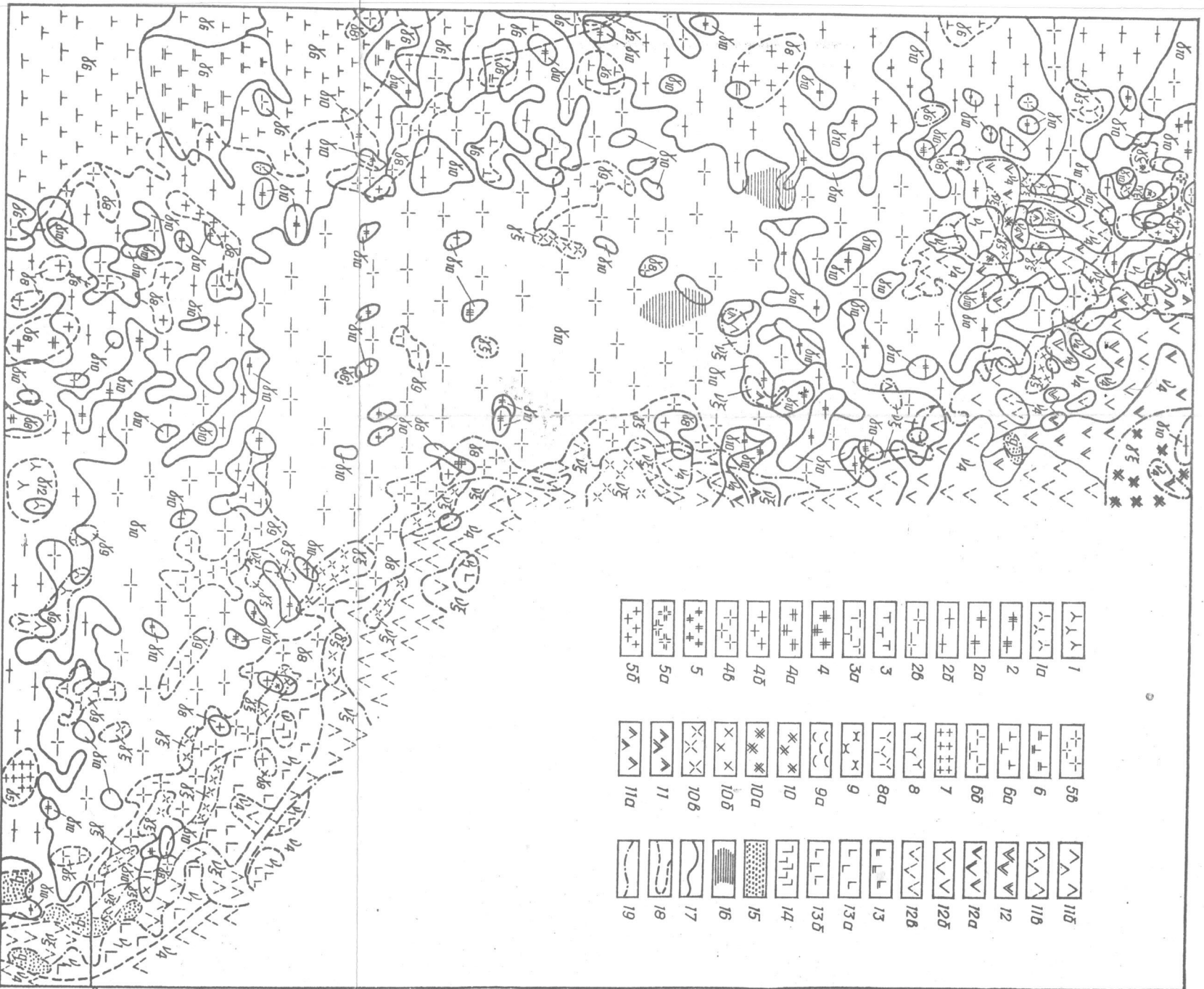


Рис. 2. Схематическая карта дренажей кодн выветривания эрозией-  
такта Володарск-Волгинского гидро-аэропортного мас-  
штаба.

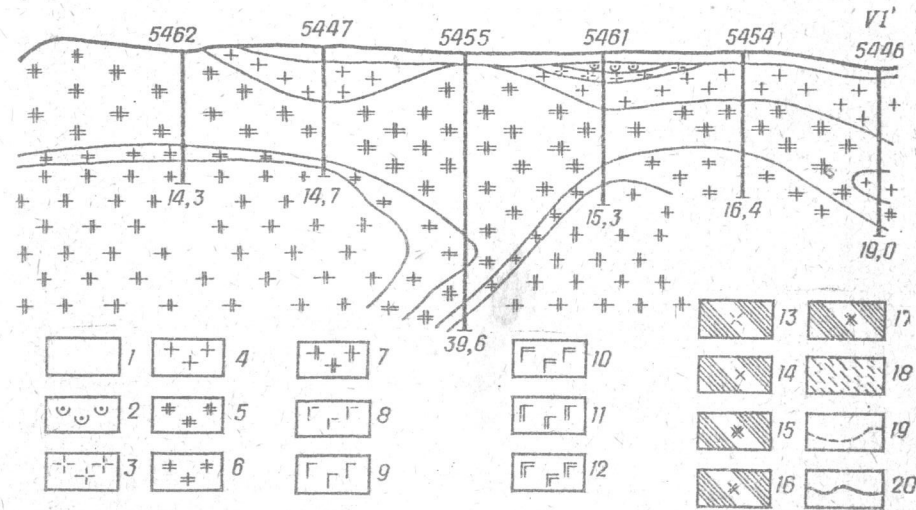
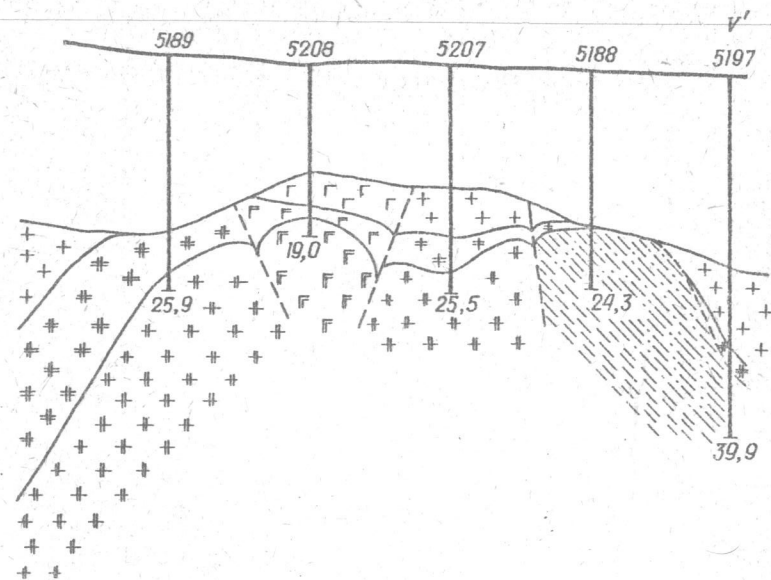
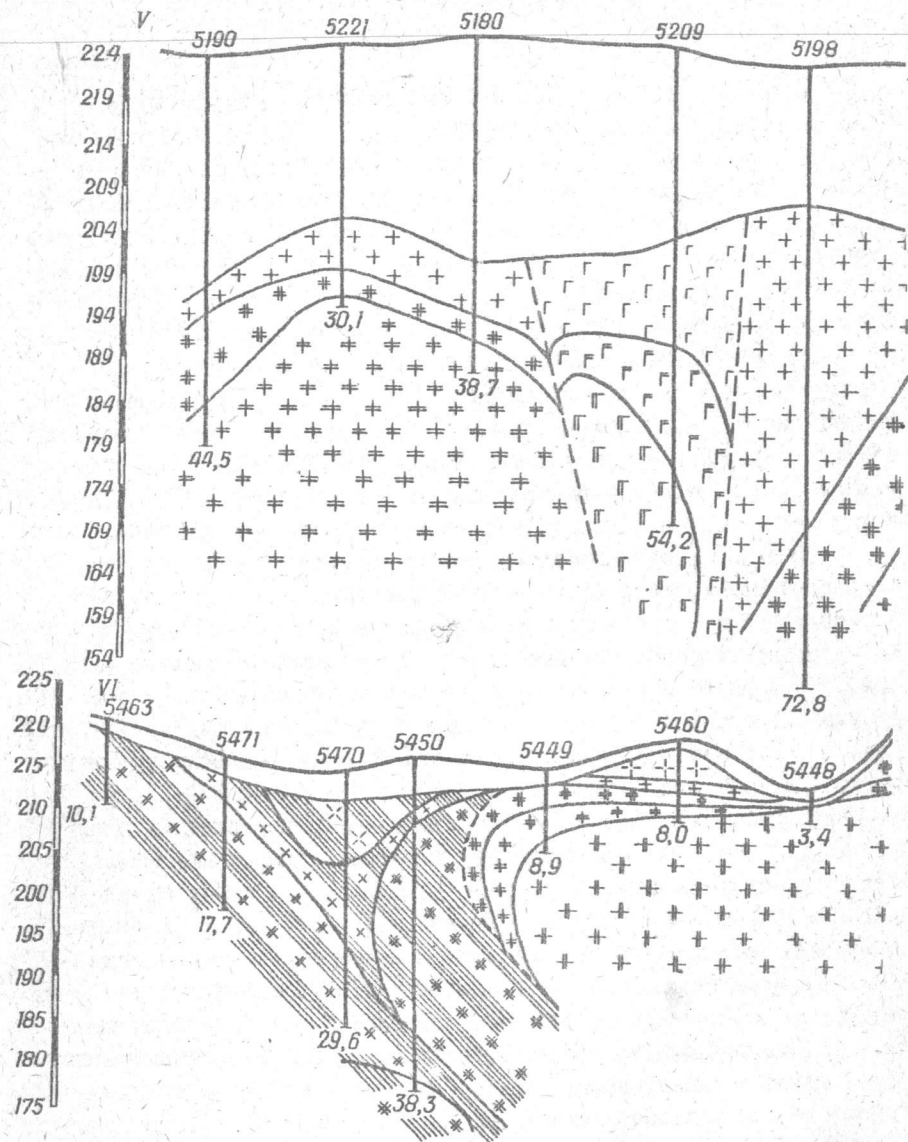


Рис.3. Схематические профили коры выветривания по линиям У - У<sup>I</sup> и VI - VI<sup>I</sup> (составлены автором). Обозначения такие же для схематических профилей коры выветривания по линиям XV - XV<sup>I</sup>.

1 - осадочные породы, непосредственно лежащие на коренном основании; 2 - перемытая кора выветривания кристаллических пород; 3 - каолиновая зона (по граниту); 4 - галлуазит-каолинитовая зона (по граниту); 5 - каолинит-галлуазитовая зона; 6 - зона дезинтегрированного гранита; 7 - гранит биотит-амфиболовый неизменный; 8 - каолиновая зона (по габбро-анортозиту и габбро-мондчорит-монтмориллонитовая зона; 9 - каолинит-монтмориллонитовая зона; 10 - гидровыщелоченный габбро-анортозит и габбро-мондчорит; 11 - зона дезинтегрированного и габбро-анортозита и габбро-мондчорит неизменные; 12 - каолиновая зона (по мигматито-гнейсу); 13 - каолино-каолиновая зона; 14 - гидрослюдистая зона; 15 - гидрохлорит-монтмориллонит-гидрослюдистая мигматито-гнейс неизменный; 16 - кварцитовидный песчаник; 17 - предполагаемые контакты пород; 18 - границы зон; 19 - границы зон; 20 - границы зон.

и VI - VI<sup>I</sup> (составлены автором). Обозначения такие же для схематических профилей коры выветривания по линиям XV - XV<sup>I</sup>.

1 - осадочные породы, непосредственно лежащие на коренном основании; 2 - перемытая кора выветривания кристаллических пород; 3 - каолиновая зона (по граниту); 4 - галлуазит-каолинитовая зона (по граниту); 5 - каолинит-галлуазитовая зона; 6 - зона дезинтегрированного гранита; 7 - гранит биотит-амфиболовый неизменный; 8 - каолиновая зона (по габбро-анортозиту и габбро-мондчорит-монтмориллонитовая зона; 9 - каолинит-монтмориллонитовая зона; 10 - гидровыщелоченный габбро-анортозит и габбро-мондчорит неизменные; 11 - зона дезинтегрированного и габбро-анортозита и габбро-мондчорит неизменные; 12 - каолино-каолиновая зона; 13 - каолино-каолиновая зона; 14 - гидрослюдистая зона; 15 - гидрохлорит-монтмориллонит-гидрослюдистая мигматито-гнейс неизменный; 16 - кварцитовидный песчаник; 17 - предполагаемые контакты пород; 18 - границы зон; 19 - границы зон; 20 - границы зон.

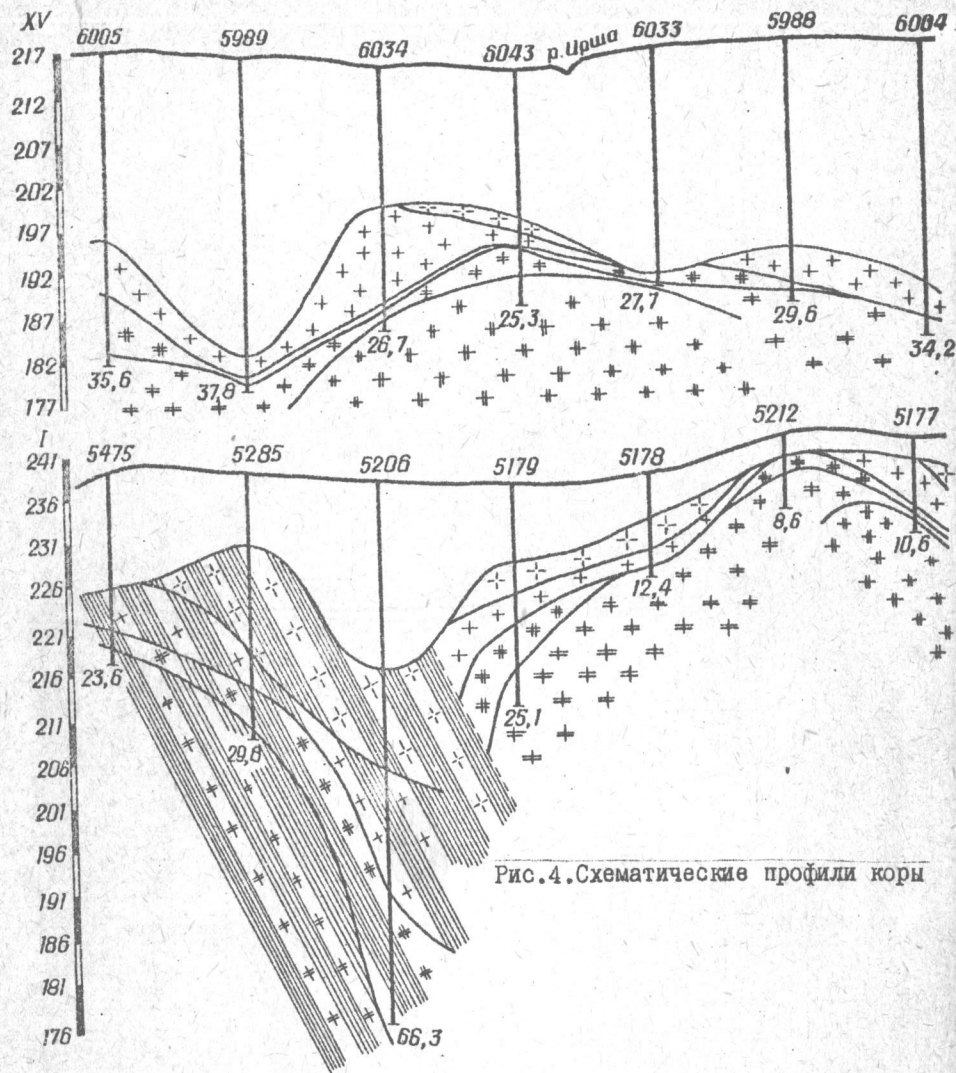
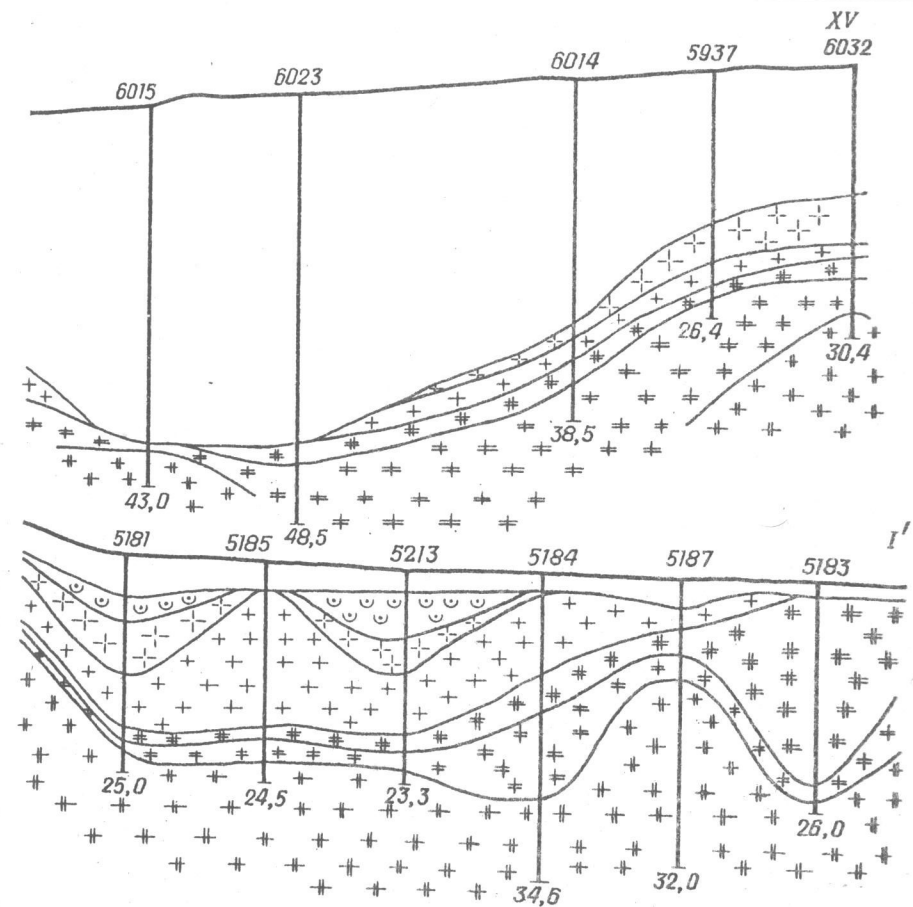


Рис. 4. Схематические профили коры

Анализ материалов показывает, что основное значение на территории района имеет элювиальная, остаточная кора разложения. Формирование ее зависело, помимо благоприятных региональных климатических условий и тектонического режима, от состава материнских пород, геологического и тектонического строения отдельных



выветривания по линиям XV - XV<sup>I</sup> и I - I<sup>I</sup> (составлены автором).

частей района и древнего рельефа, предшествовавшего времени кооробразования.

Элювиальная кора выветривания площадного типа, уходя на глубину в местах тектонических нарушений, образует "карманообразные" опускания с присущим линейной коре строением профиля выветривания. Такая кора смешанного типа наблюдается также в краевых частях массива (рис. 3, VI - VI<sup>I</sup>, и 4, XV - XV<sup>I</sup>), на контактах гранитов с основными породами (рис. 3, V - V<sup>I</sup>, и 5, VI - VI<sup>I</sup>) и на участках развития пегматитовых тел.



Кора выветривания во всем изученном районе носит следы достаточно глубокого размыва (см. рис. 1 и 2), чем обуславливается выделение размывтой и перемытой кор выветривания. Первая характеризуется смывом верхних зон профиля выветривания и сохранением лишь нижних зон или "корней" коры выветривания (см. рис. 5, П - П<sup>I</sup> и 4, I - I<sup>I</sup>). Наиболее распространена размывтая кора выветривания без признаков последующих процессов наложения. Значительно реже наблюдается преобразованная кора, на составе которой отразились наложенные позже, не связанные с ней, процессы экзогенного минералообразо-

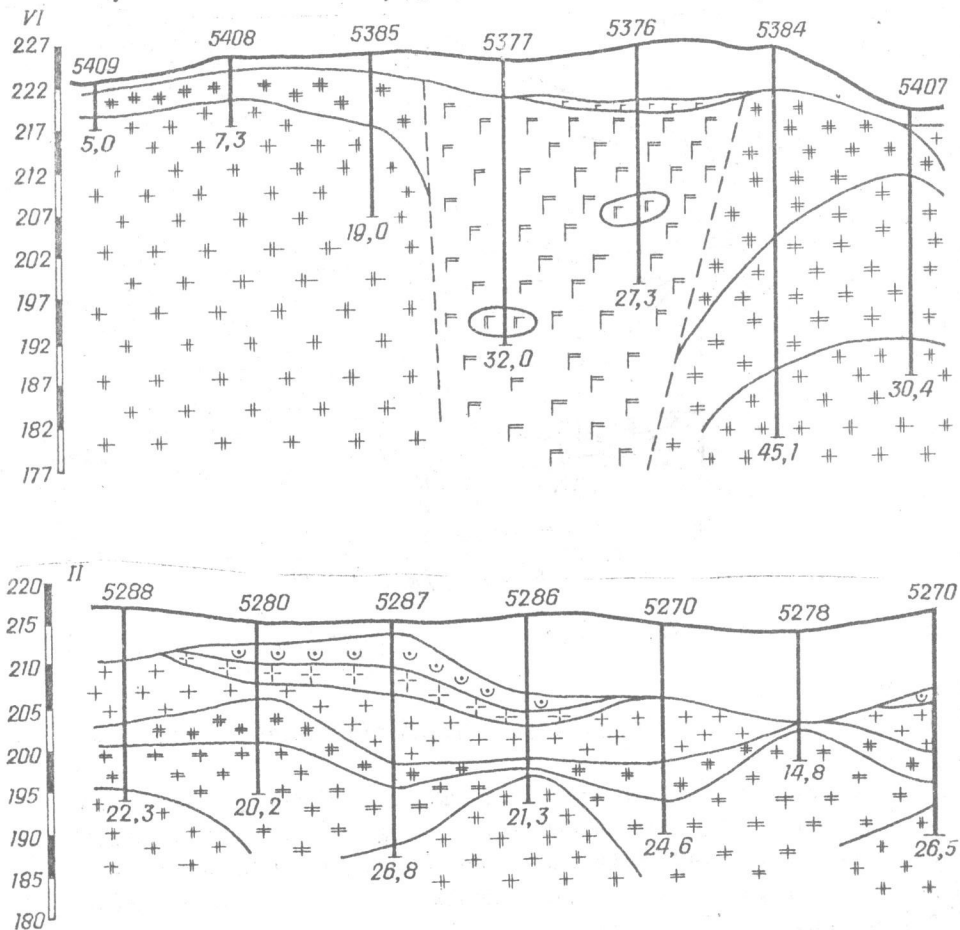
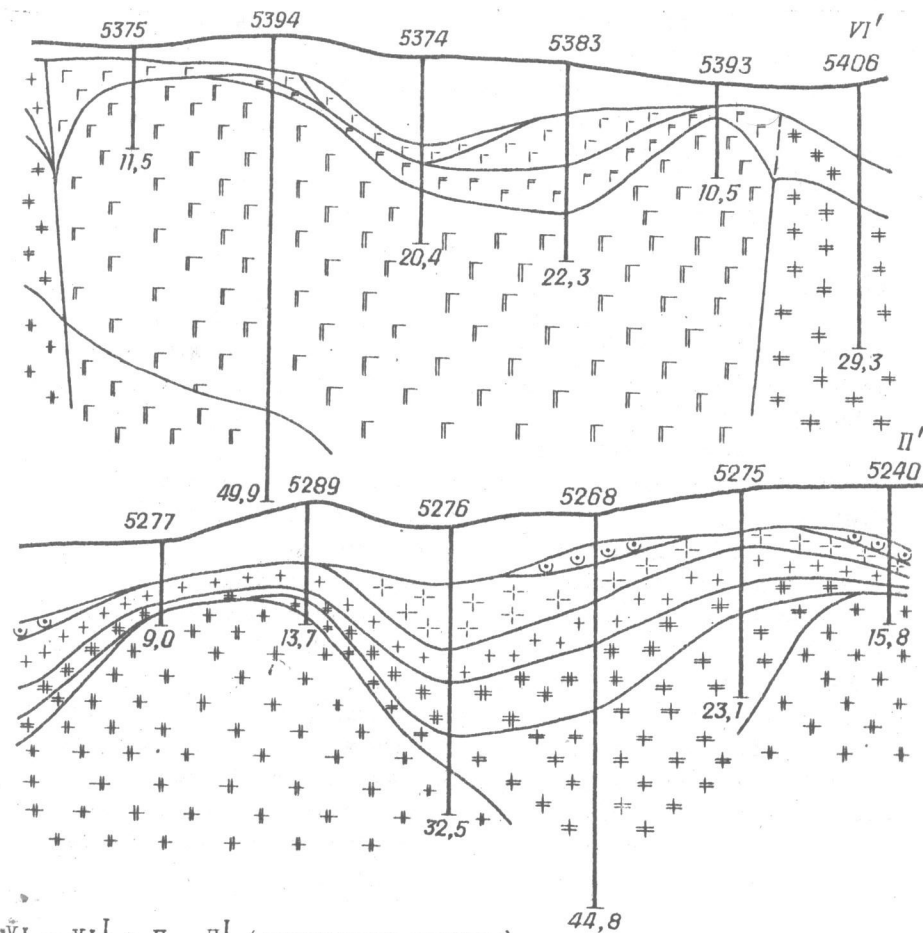


Рис. 5. Схематические профили коры выветривания по линиям

вания. Для перемытой коры характерен перемыв ее материала без переноса его на новое место, сопровождающийся небольшим привнесом посторонних минералов и разрушением первичной структуры. Такая кора наблюдалась в средней части профиля выветривания гранитов, реже габбро и габбро-перидотитов. Мощность ее достигает 1 - 3 м, приурочена она к склонам возвышенностей древнего рельефа (см. рис. 5, П - П<sup>I</sup> и 4, XV - XV<sup>I</sup>).

Переотложенная кора выветривания, без механического привноса посторонних для первичной породы минералов и сохранения ее структуры, была пройдена единичными скважинами.

К инфильтрационной коре выветривания несколько условно можно отнести пеликанитизированные граниты, образование которых свя-



VI' - VI<sup>I</sup> и II' - II<sup>I</sup> (составлены автором).

зано с повторным наложением процессов силицификации в зонах повышенной трещиноватости на уже образованную кору в более поздний период; проявлением ее можно также считать процессы карбонатизации, развивавшиеся в элювии габбро и габбро-анортозитов, а также процессы ожелезнения.

Значительное распространение даек жильных пород, наличие среди пород основного состава инъекций гранитной магмы, а также тектонических нарушений, способствовало развитию коры выветривания сложного или смешанного типа. Для нее характерно чередование в вертикальном разрезе разложенных пород различного исходного состава (крупнозернистых габбро-анортозитов, мелкозернистого оливинового габбро, гранитов и т.п.), а также частая смена в горизонтальном срезе достаточно разложенных (мелкозернистое габбро) и почти свежих (гранит) пород, что налагает на площадную кору выветривания элементы линейной коры.

Остаточная кора выветривания площадного распространения, несмотря на другие типы коры, наиболее распространена. Перекрытая почти сплошным плащом четвертичных, а местами третичных и даже меловых отложений и легко поддающаяся размыву, кора образует очень мало естественных выходов на дневную поверхность (см. рис.1 и 2); в то же время глубина залегания ее обычно мала - I - 10 м, увеличиваясь иногда до 15 - 20 м и более (см. рис.4, I - I<sup>I</sup>). Благодаря этому она вскрыта почти всеми поисковыми и разведочными скважинами, причем большинством на всю ее мощность.

Кора выветривания развита неравномерно как на кислых, так и основных породах коростенского комплекса, а также на гнейсо-мигматитах и других породах древней рамы плутона.

Сочетание крайних свойств - повсеместного распространения и исключительной неравномерности мощности, сохранившейся от размыва древней коры выветривания, - составляет характерную морфологическую особенность последней. Нередки случаи, когда мощность коры выветривания на гранитах достигает 30 м и более (территория Волынского месторождения камерных пегматитов, а также к западу от него). В пределах расположенного к востоку Володарск-Волынского массива основных пород отмечены весьма значительные мощности коры выветривания (30 - 45 м). Обращает на себя внимание приуроченность площадей с мощной корой выветривания к крайним частям массива (см.рис.4, I - I<sup>I</sup>) или к контактам гранита

с габбро-анортозитом (см.рис.3, У - У<sup>I</sup>), т.е. к местам наибольшего развития тектонических нарушений и распространения даек. Наличие последних способствовало и сохранности коры выветривания на отдельных участках. Вдоль западного контакта гранитов с гнейсами мощность коры выветривания достигает 70 - 80 м (см. рис.4, I - I<sup>I</sup>). Такой же мощности она достигает и на юго-восточном контакте Волынского габбро-анортозитового массива с гнейсами.

Вдоль наиболее крупных тектонических нарушений образуются более глубокие вытянутые "карманы", достигающие 50 - 70 м в глубину (иногда и более) при средней мощности коры 10 - 15 м. Длина этих карманов, особенно в юго-восточной части Володарск-Волынского массива, достигает сотен метров при ширине 50 - 100 м. Такие локальные, линейно-вытянутые зоны увеличенных мощностей северо-западного направления, идущие почти перпендикулярно к современной гидросети, были обусловлены тектонической нарушенностью фундамента.

Буровыми работами на площади распространения как коростенских оvoidных гранитов, так и габбро-анортозитов, установлены участки, лишенные или почти лишенные коры выветривания (см. рис.1 и 2). Они имеют локальный характер или объединяются в полосы, разделяющие площади с более мощной корой выветривания. Чаще тяготеют к повышениям в рельефе кристаллических пород или располагаются вдоль тальвегов погребенных и современных речных долин и водотоков, что особенно характерно для восточной, пониженной, части района. Возникновение участков, лишенных коры выветривания, обусловлено неравномерным размывом материала коры в поздние эпохи. М.Ф.Веклич (1960), специально изучавший этот вопрос, установил эрозионно-денудационный характер поверхности коры выветривания района и выделил отдельные этапы денудации.

В пределах собственно Волынского месторождения кварца кора выветривания развита также неравномерно (см.рис.2). Она более мощная в южной и центральной частях района, а на севере в значительной мере смыта. Неравномерная современная мощность коры характерна и для каждого из участков месторождения в отдельности.

На севере, где кристаллические породы приподняты, а абсолютные отметки поверхности фундамента составляют 212 - 220 м, коры выветривания нет или мощность ее не более 4 м почти на половине площади. Лишь примерно на пятой ее части мощность коры

составляет 8 м и больше (иногда даже 20 м). Отдельные пятна мощной коры выветривания расположены на юго-западе участка и в ряде мест вдоль северной и восточной границ по контакту с основными породами.

На участке, занимающем центральную часть месторождения, кора выветривания развита почти повсеместно со средней мощностью 8 - 10 м. Малые ее мощности (до 4 м) свойственны восточной части, в западной - маломощная кора образует лишь отдельные пятна среди более мощной (8 - 16, а местами и 20 м).

На юге района кора выветривания развита также широко и вскрыта почти всеми скважинами. Средняя мощность составляет 8 - 10 м, хотя есть места с максимальной для месторождения мощностью 32 м и более. Колебания мощности связаны с генетической неоднородностью поверхности и подошвы коры выветривания.

Кровля коры является как бы синтетической поверхностью, обусловленной как прежним, первичным ее положением, определяемым древним рельефом кристаллических пород к периоду развития процессов выветривания, так и наложенными впоследствии процессами размыва мягкого материала коры, их направленностью и интенсивностью.

Подошва коры выветривания, или современная поверхность кристаллических пород, совсем либо почти совсем не затронутых гипергенными преобразованиями (рис. 6 и 7), обусловлена проникновением процессов выветривания в толщу кристаллических пород; степень этого проникновения, при остальных равных условиях, контролируется в первую очередь тектоникой, а также зависит от текстурно-структурных особенностей пород и их вещественного состава.

Вероятно, именно этим объясняется тот факт, что нельзя сделать вывод о закономерной обязательной приуроченности мощной коры выветривания к местам наибольшего погружения нижней ее поверхности, хотя в целом такие соотношения наблюдаются, естественно, чаще, чем обратные.

Подошве коры выветривания (см. рис. 7), как и ее кровле, свойственны значительные колебания. Самое высокое залегание отмечается в северной (до +222 м), а также западных частях района.

Восточную часть характеризуют более низкие абсолютные отметки подошвы коры: от +202 до +194 м. На общем мозаичном фоне постепенного снижения с запада на восток в пределах района до-

вольно четко выделяются местные понижения большего или меньшего размера, часто вытянутые или группирующиеся, в пределах которых, в свою очередь, имеются отдельные небольшие углубления. Большое количество их отмечено в приконтактной зоне гранитов с основными породами на востоке.

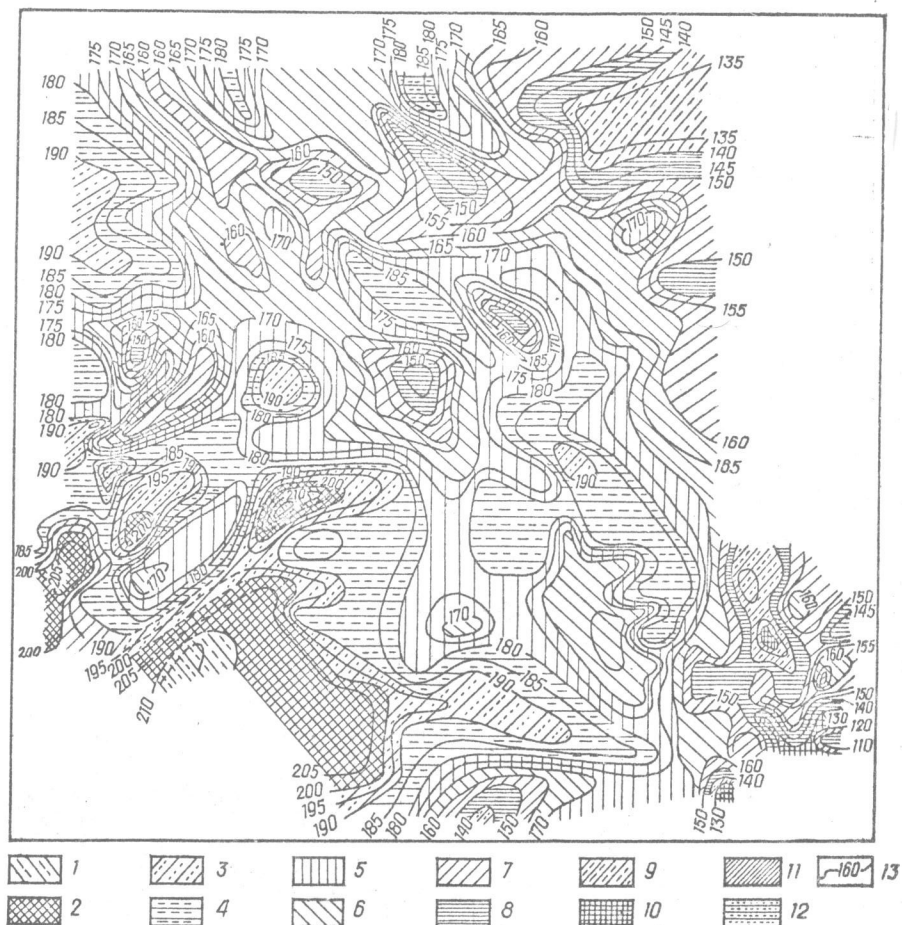


Рис. 6. Схематическая карта гипсометрии подошвы коры выветривания кристаллических пород Володарск-Волынского габро-анортозитового массива (составлена автором).  
 1 - 220 - 210 м, 2 - 210 - 200 м, 3 - 200 - 190 м,  
 4 - 190 - 180 м, 5 - 180 - 170 м, 6 - 170 - 160 м, 7 -  
 160 - 150 м, 8 - 150 - 140 м, 9 - 140 - 130 м, 10 - 130 - 120 м,  
 11 - 120 - 110 м, 12 - 110 - 100 м, 13 - изогипсы.

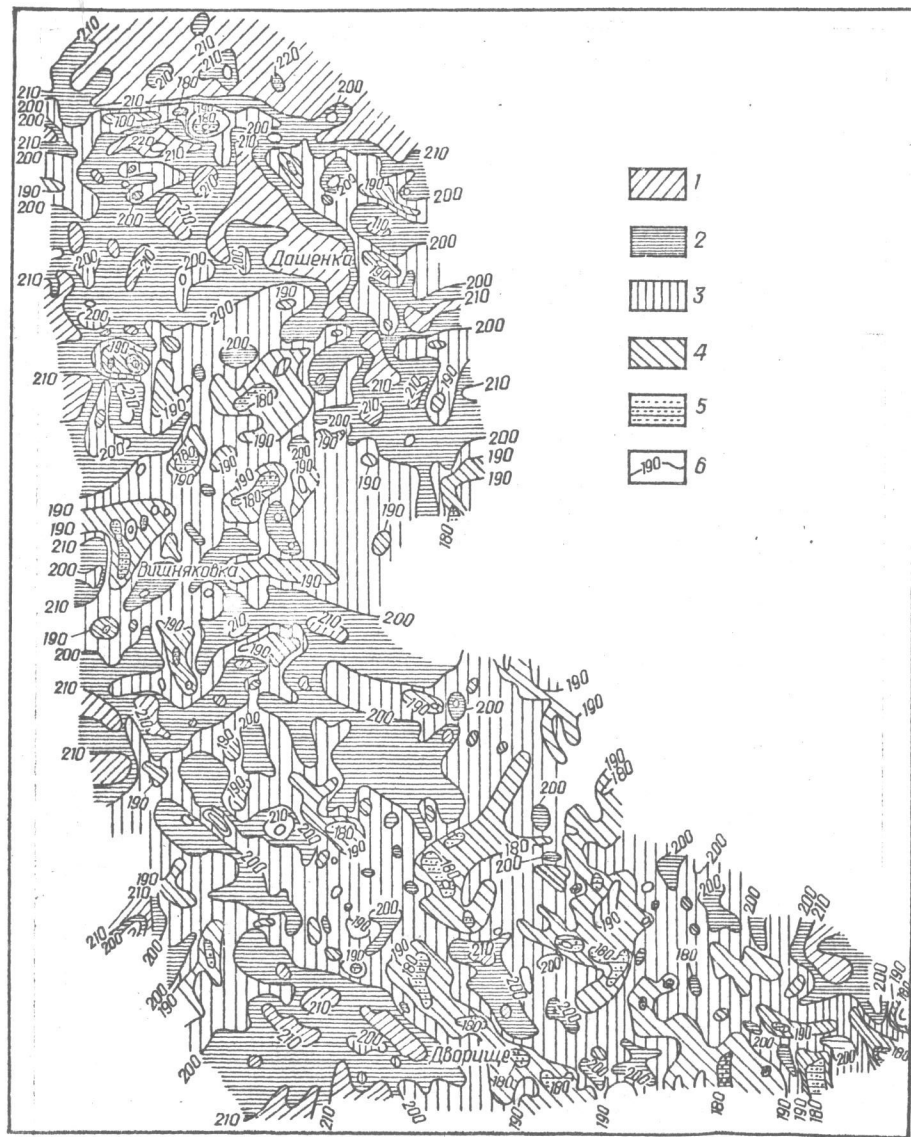


Рис. 7. Схематическая карта гипсометрии подошвы коры выветривания кристаллических пород западного экзоконтакта Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива (составлена автором).  
 1 - 200-210 м, 2 - 210 - 200 м, 3 - 200 - 190 м., 4 - 190 - 180 м, 5 - 180-170 м, 6 - изогипсы.

Отдельные резкие понижения коры выветривания на гранитах с перепадом абсолютных отметок до 20 - 25 м встречаются и в других местах. Общая амплитуда колебаний абсолютных отметок этой поверхности достигает 60 - 65 м.

При рассмотрении карты гипсометрии обнаруживается достаточно четко выраженное, закономерное в целом, ориентированное в северо-северо-западном направлении простирание главных неровностей подошвы коры выветривания. Оно совпадает, как известно, с таким же простиранием зон метасоматоза, пеликанитизации, значительной части пегматитовых тел и других геологических образований, использовавших при своем образовании скрытую тектонику массива.

Зависимость характера подошвы коры выветривания от внутренней тектоники изверженных пород подтверждается и материалами отдельных, более детально разбуренных участков в пределах Волынского массива габбро-анортозитов. На гипсометрической карте подошвы коры и разрезах к ней обнаруживаются гребневидные поднятия, имеющие выдержанное северо-северо-западное простирание и прослеживающиеся на протяжении десятков километров, а также сопряженные с ними корытообразные углубления. Относительная амплитуда колеблется от 20 до 40 м.

Таким образом, простирание выявленных главных форм рельефа подошвы коры выветривания отвечает детально изученному и охарактеризованному И.Д.Личаком направлению (северо-северо-запад, 330°) простирания Коростенского плутона, его составных частей - Волынского массива основных пород, постмагматических образований и, в значительной мере, западного контакта с древней рамой, зафиксированному во внутренней тектонике слагающих плутон пород.

Поскольку в пределах поля распространения коростенских гранитов на территории месторождения наблюдается преимущественное нахождение оvoidной их разновидности, а в размещении других разновидностей нет какой-либо закономерности, естественно предположить, что возникновение описанных форм рельефа подошвы коры выветривания обусловлено выборочным распространением процессов выветривания макро- и микротектонически ослабленных зон, отражающих внутреннюю тектонику плутона в целом и слагающих его изверженных пород.

Анализ гипсометрии подошвы коры выветривания в пределах пло-

щади развития коростенских гранитов — между западным контактом их с гнейсами древней рамы и Волынским габбро-анортозитовым массивом на востоке, а также на территории последнего — обнаруживается постепенное неравномерное но неуклонное снижение ее в восточном направлении. Разница осредненных высотных отметок на расстоянии 35 — 40 км составляет около 80 — 100 м (от +230 до +130 — 150 м). Такой наклон ее может быть объяснен двумя причинами: более интенсивным развитием коры выветривания на основных породах по сравнению с кислыми и постепенным опусканием в восточном направлении всего района.

В первом случае прежде всего принимается во внимание петрографический фактор, а именно то обстоятельство, что основные породы, состоящие из темноцветных минералов и плагиоклазов, в целом более податливы в отношении процессов выветривания. Наблюдаемую близость средних мощностей сохранившейся коры на кислых породах (в западной части района) и на основных (в восточной части) можно было бы считать случайной и объяснять как более интенсивным размывом коры выветривания Волынского массива основных пород, происходившим с восточными трансгрессиями морских бассейнов в конце мезозоя и начале кайнозоя, так и восточной ориентировкой древней и современной гидрографической сети.

Однако отсутствие ярко выраженного и обязательного уступа в поверхности при переходе от кислых пород к основным, сходство рельефа этой поверхности, амплитуд неровности, полноты разреза коры по каждому из районов, наличие больших мощностей коры выветривания далее к востоку (район Коростышева и Малина), а также то обстоятельство, что кровля коры выветривания на территории всей южной части Коростенского плутона имеет аналогичный наклон в восточном направлении (в пределах тех же цифр перепада высотных отметок — от +240 до +140 — 160 м), не позволяют присоединиться к такому объяснению восточного понижения подошвы коры как к единственно правильному. Этот вопрос требует дальнейшего всестороннего изучения.

Таким образом, изложенные особенности строения кровли и подошвы коры выветривания кристаллических пород района показывают, что их формирование зависело главным образом от геологического строения самого кристаллического фундамента, определившего вытянутость положительных и отрицательных форм рельефа в северо-западном направлении, а также от петрографического состава пород и продуктов их выветривания.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД РАЙОНА

Кора выветривания развита на всех разновидностях кристаллических пород района: анортозитах, габбро-анортозитах, лейкократовом и меланократовом габбро, габбро-норитах, габбро-перидотитах и габбро-диабазам, монцонитах и габбро-монцонитах, щелочных кварцевых и кварц-эгириновых сиенитах, а также гранитах, пегматитах, гнейсо-мигматитах и др. В одном и том же районе, в одних и тех же климатических условиях минеральный состав коры выветривания и тип ее профиля определяются в основном составом пород, по которым они образовались. В то же время продукты выветривания одних и тех же пород, залегающие в пределах одного района под разновозрастными осадочными отложениями, имеют несколько различный минералогический состав. Из этого следует, что состав продуктов выветривания определяется также палеогеографической и геоструктурной обстановкой и микроклиматом.

Мощная кора выветривания района площадного типа характеризуется зональным строением. Помимо каолининовой зоны, составляющей верхние горизонты профиля, есть промежуточные зоны более сложного гидрослюдистого, гидрохлоритового или монтмориллонитового состава.

Петрографо-минералогические исследования продуктов выветривания пород района позволили выделить несколько минералогических типов профилей выветривания, из которых только для двух характерно наличие минералов свободного глинозема.

Среди основных типов кор выветривания района выделяются гиббситоносные и негиббситоносные.

### ГИББИТОНОСНЫЕ КОРЫ

К гиббситоносным корам выветривания отнесены красноцветные каолиновые (охристо-глинистые) и белочетные каолиновые коры, обогащенные свободными гидратами глинозема. Они развиты по основным породам и состоят из двух зон: верхней, красноцветной или белочетной каолининовой и промежуточной зоны глинистого облика.

Гиббситоносная кора выветривания охристо-глинистого облика

Для этого типа характерна темно-зеленая, буровато- или серовато-зеленая окраска, хорошо выраженная структура материнского субстрата в нижней части профиля и бурая, буровато-красная окраска с менее четко выраженной структурой — в верхней части (табл. I, 2).

Гиббситоносная охристо-глинистая кора выветривания имеет такое строение: 1) красноцветная охристо-глинистая зона с гиббситом (мощность от 0 до 5 м); 2) монтмориллонит-гидрохлоритовая зона с гиббситом (мощность от 2 — 5 до 13 м); 3) зона начального разложения (мощность от 1 — 2 до 5 м); 4) материнские породы — меланократовое габбро и габбро-перидотиты.

Зона начального разложения представлена более светлой, чем исходная, серой, желтовато- или зеленовато-серой трещиноватой массивной и крепкой породой. Для нее характерно слабое ожелезнение по трещинам и прожилки карбонатов, свидетельствующие о выщелачивании оснований. Гидроокислы железа встречаются в виде тончайших сплошных пленок или дендритов и небольших скоплений. Интенсивность преобразования материала вверх по профилю быстро возрастает, причем темноцветные опережают в этом отношении полевые шпаты. Каждый минерал изменяется независимо от соседнего. Первым выветривается оливин, потом пироксены, биотит, роговая обманка, тогда как полевые шпаты остаются свежими. Оливин почти полностью замещен идингситом или серпентином, которые в свою очередь замещаются хлоритом и железистым монтмориллонитом, сопровождающимся гидроокислами железа. Пироксены и роговая обманка хлоритизированы или биотитизированы. Плаггиоклаз (олигоклаз) часто серицитизирован и эпидотизирован. Лабрадор свежий. По трещинкам и периферии зерен плаггиоклазов и темноцветных минералов при выветривании развиваются гидратированные минералы: гидрослюда, гидрохлорит, железистый монтмориллонит. Биотит гидратирован, расщеплен на отдельные волокна, промежутки между которыми заполнены сидеритом, развитым также по трещинам спайности плаггиоклазов. Рудные минералы остались без изменений.

Выше по разрезу, в пределах монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны породы еще относи-

тельно крепкие, хотя легко разбиваются по многочисленным трещинкам на мелкие угловатые обломки, полностью сохраняя первоначальную структуру. Для них характерно преобладание реликтовых первичных породообразующих минералов над разложенной частью в низах зоны и постепенный переход к вышележащей зоне, где преобладают новообразованные минералы. В окраске преобладают буровато- и желтовато-зеленые тона. Невооруженным глазом различаются выделения плаггиоклазов, гидратированных темноцветных (пироксены, роговая обманка и биотит), рудные минералы, а также карбонаты по трещинам и в виде мелких скоплений. Глинистая фракция составляет от 18 — 20 в нижней части до 50 — 60% в верхней. Преобладание тех или иных продуктов выветривания в зоне зависит от того, какая минеральная часть господствует в исходной породе — меланократовая или лейкократовая. Там, где преобладают темноцветные, развиваются преимущественно гипергенные хлориты (джедферизит, гидрохлорит), гидробиотит, Fe-монтмориллонит и нонтронит. Выветривание лейкократовой части приводит к образованию монтмориллонита. Из второстепенных минералов прослеживаются гиббсит, сидерит и минералы окислов и гидроокислов железа. Среди гипергенных хлоритов выделяются две разновидности: неразбухающие и, подобно монтмориллониту, слабо разбухающие.

Неразбухающие гипергенные хлориты, развившиеся по темно-цветным минералам и первичным хлоритам, сохраняя их форму, богаты  $MgO$  и  $FeO$ . Они густо окрашены, имеют яркую интерференционную окраску, характерную для джедферизита. Джедферизит зеленый, желтовато- или сине-зеленый, обладает отчетливым плеохроизмом, прямым погасанием, яркой желтовато-зеленой интерференционной окраской, крупночешуйчатый.  $N_g' = 1,579 - 1,593$ ;  $N_p' = 1,556 - 1,570$ ;  $N_g' - N_p' = 0,023 - 0,028$ . Вверх по разрезу в процессе выщелачивания  $MgO$  окраска джедферизита постепенно бледнеет. Одновременно понижается также интерференционная окраска:  $N_g' - N_p' = 0,006 - 0,009$ ;  $N_m = 1,570 - 1,574$ ;  $d_{001} = 14,42$ .

Разбухающие гидрохлориты\*, образующиеся по средним плаггиоклазам, в отличие от неразбухающих, тонкочешуйчатых (размер чешуек не превышает 0,05 мм), светло-зеленые до бесцветных, а при

\*Под гидрохлоритами автор понимает продукты выветривания хлоритовых минералов.

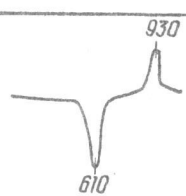
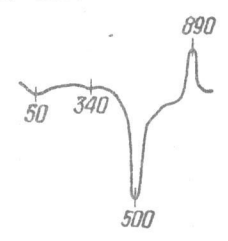
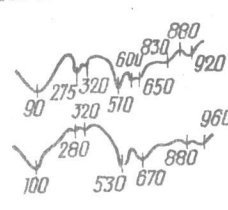
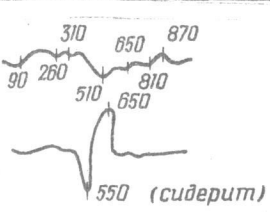
Характеристика гипбситсодержащей охристо-меланократового габбро Волынского

Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав	Оптические свойства минералов
7	Каолинитовая, вторично слабообеселенная, с гипбситом, буровато-серая глина, 4-5	Каолинит Гетит Сидерит Монтмориллонит Гипбсит	$Nm = 1,560-1,564$ $No = 1,875, Ne = 1,633$
12	Каолинит-монтмориллонитовая с гипбситом (бурая, буровато-зеленая глинистая порода), 5-8	Каолинит (по монтмориллониту) Монтмориллонит (по гидрохлориту) Гидрохлорит Гидрослюда Гипбсит Сидерит, гетит, гематит	$Nm = 1,534-1,536$ $Ng' = 1,580; Np' = 1,552, Ng' - Np' = 0,028$ $Ng' = 1,580, Np' = 1,563, Ng' - Np' = 0,017$
21	Гидрохлоритовая с гипбситом (буровато-зеленая трещиноватая порода с прожилками сидерита), 3-5	Джефферицит (по хлориту) Гидрохлорит Монтмориллонит /по плагиоклазу/ Нонтронит (по оливиону) Гипбсит, гетит, сидерит	$Ng' = 1,579-1,593, Np' = 1,556-1,570, Ng' - Np' = 0,023$ $Ng' = 1,535-1,540, Np' = 1,532, Ng' - Np' = 0,009$ $Ng' = 1,552, Np' = 1,533, Ng' - Np' = 0,016$
26	Дезинтегрированного меланократового габбро (массивная зеленовато-серая мелкозернистая порода с прожилками сидерита и гетита), 1,5-5	Диопсид Гиперстен Лабрадор (50-56) Андрезин (43-48) Гидробиотит Иддингсит Серпентин Хлорит Монтмориллонит Сидерит Гетит	

Примечание. Здесь и далее под  $Ng'$  и  $Nm$  в слои

Таблица I

глинистой коры выветривания габбро-анортозитового массива

Термограмма	Рентгеновская характеристика $\lambda/\text{Å}$ основных минералов
	Каолинит, $d/n = 7,18$ Сидерит, $d/n = 2,786$ ; 2,344; 2,126; 1,958; 1,792; 1,727; 1,502; 1,423; 1,352; 1,0807
	Монтмориллонит, $d_{001} = 14,84$ Гидрохлорит, $d_{001} = 13,13$ Гидрослюда, $d_{001} = 10,35$ Гипбсит, $d/n = 4,93$ Гематит, $d/n = 2,70$
	Джефферицит, $d_{001} = 14,42$ Гипбсит, $d/n = 4,93$ Нонтронит, $d_{0001} = 14,40$ ; в глицерине - 18,07 Гетит, $d/n = 4,16; 3,37; 2,70; 2,43; 1,70$ и др.
	Монтмориллонит, $d_{001} = 14,22$ Сидерит, $d/n = 2,78$ ; 2,126; 1,729; 1,352 и др.

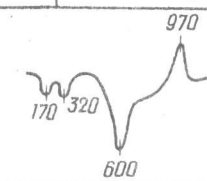
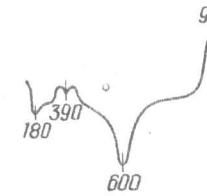
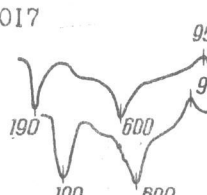
стх силикатах и гипбсите подразумевается  $Ng = Nm$ .

Характеристика профиля выветривания габбро-  
габбро-анортозитового

Обра- зец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный со- став	Оптические свой
I	Гетит-каолининовая (буровато-красная, охристо-глинистая сы- пучая порода с про- жилками и бобовина- ми карбонатов), 0 - 4	Каолинит $Ng' = 1,572, Np' = 1,566$ Гетит Незначительная примесь Монтмориллонита $Nb = 1,692$ Манганокальцит Родохрозит	
3	Монтмориллонит-као- лининовая (пятнисто- голубовато-зеленая глинистая порода с бобовинами буровато- красного гетита (до 20%) и сидерита), 2 - 8	Каолинит $Ng' = 1,568; Np' = 1,561$ Монтмориллонит $Ng' = 1,540, Np' = 1,527$ $Ng' - Np' = 0,013$ Гидрохлорит Гетит Сидерит Гидрослюда по $Ng' = 1,572, Np' = 1,561$ биотиту	
6	Каолинит-гидрохлорит- монтмориллонитовая (пятнисто-серовато- зеленая рыхлая глини- стая порода), 3 - 5	Монтмориллонит $Ng' = 1,545,$ (по плагиоклазу) $Ng' = 1,554,$ Fe-монтморилло- $Ng' - Np' = 0,024$ нит (по хлорити- $Nm = 1,568$ зированной пирок- сену) Гидрохлорит Каолинит по монт- мориллониту, ге- тит, сидерит	
8	Дезинтегрированного габбро-перидотита (зеленовато-серый трещиноватый, с про- жилками хлорита, си- дерита и гетита), 1,0-1,5	Лабрадор-битовнит Диаллаг, калишпаты Гидробиотит, хло- рит Гидрохлорит Fe-монтмориллонит (по пироксену), ге- тит, сидерит	

наличии гидроокислов железа - буровато-зеленые. Плеохроизм в  
зеленоватых тонах с изменением интенсивности. Удлинение положи-  
тельное, погасание прямое,  $Ng' = 1,570 - 1,578; Np' = 1,560$   
 $1,568; Ng' - Np' = 0,010$ . Термограммы содержат основные черты  
хлоритов, но есть и существенные отличия. Кроме эндотермиче-  
ских эффектов при  $670 - 700^{\circ}$  появляется серия дополнительных

перидотитов Волынского  
го массива

ства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика (А) основных минералов
$Ng' - Np' = 0,006$ $Ne = 1,516$		Каолинит, $d/n = 7,18$ Манганокальцит, $d/n = 2,96$ Родохрозит, $d/n = 3,62$ 2,19; 1,751; 1,50 и др.
$Ng' - Np' = 0,007$ $Ng' - Np' = 0,011$		Каолинит, $d/n = 7,18$ Монтмориллонит, $d_{001} = 14,84$ Гидрохлорит, $d_{001} = 13,30$
$Np' = 1,528, Ng' - Np' = 0,017$ $Np' = 1,530,$		Монтмориллонит $d_{001} = 15,52$ Каолинит, $d/n = 7,23$ Гидрохлорит, $d_{001} = 12,97$

при  $100 - 140$  и  $530 - 560^{\circ}C$ . Вместо хлоритового экзопика появ-  
ляется более широкий и более слабый экзопик с максимумом при  
 $910 - 920^{\circ}C$ . На рентгенограммах разбухающих гидрохлоритов ос-  
новные линии хлорита сохраняются, хотя их интенсивность претер-  
пела большие изменения (табл.3). Отражение (006) имеет очень  
слабую интенсивность /2/. Помимо понижения интенсивности линий



Таблица 3

Рентгенограммы / $\text{Å}$ / джефферизита и гидрохлорита из промежуточной зоны гиббситоносной коры выветривания охристо-глинистого состава (меланократовое габбро)\*

№ п.п.	Джефферизит		Гидрохлорит		№ п.п.	Джефферизит		Гидрохлорит	
	обр.26		обр.22			обр. 26		обр.22	
	$\Gamma$	$d/n$	$\Gamma$	$d/n$		$\Gamma$	$d/n$	$\Gamma$	$d/n$
1	10	14,42	6	14,63	13	7	2,411	4	2,427
2	4	12,05	4	12,65	14	2	2,240	3	2,231
3			5	9,95	15			3	2,171
4	10	7,23	2	7,18	16	5	2,004	1	1,998
5	6	4,83	2	4,95	17			1	1,878
6	7	4,54	4	4,44	18			2	1,795
7	5	4,16	4	4,14	19	7	1,665	4	1,704
8	10	3,52	3	3,53	20			3	1,669
9			4	3,33	21	8	1,533	2	1,541
10	2	2,860	8	3,17	22	1	1,484		
11			4	2,670	23	1	1,424		
12			3	2,545	24	1	1,327		

Джефферизит  
 ярко-зеленый  
 плеохроичный;  
 $Ng' = 1,579$   
 $Np' = 1,556$   
 $Ng' - Np' = 0,023$   
 В глицерине  
 $d_{001} = 17,8$ ;  
 при  
 $600^{\circ}\text{C}$  -  
 $13,8$ ;  
 $9,67$

Хлорит выщелоченный,  
 светло-зеленый  
 неплеохроичный;  
 $Ng' = 1,579$   
 $Np' = 1,572$ ,  
 $Ng' - Np' = 0,010$ ;

\*Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

и частичного их исчезновения такие хлориты обладают способностью увеличивать межплоскостные расстояния при насыщении их глицерином. При этом возникают дополнительные отражения  $17,6 - 17,8 \text{ Å}$ . При прокаливании до  $600^{\circ}\text{C}$  появляются два рефлекса - 10 и  $13,8 \text{ Å}$ . Первый свидетельствует о наличии в минерале слюдяных слоев, второй вызван, вероятно, беспорядочным переслаиванием хлоритовых слоев разной степени выветрелости. Таким образом, мелкочешуйчатые продукты выветривания хлоритов представляют собой сильно выветрелый хлорит и являются тонкой смесью хлорита, разбу-

хающего гидрохлорита и вермикулита или смешаннослойным образованием с беспорядочным переслаиванием в разной степени выветрелых хлоритовых, или хлоритовых и монтмориллонитовых пакетов. Следующая стадия изменения разбухающих хлоритов - монтмориллонит. Под электронным микроскопом видно, что для частичек разбухающего хлорита характерна неправильная форма с размытыми линиями ограничения либо с сохранением формы и контуров крупных частиц хлорита.

У неразбухающих гидрохлоритов (табл.4) базальные отражения порядка  $14 \text{ Å}$  при насыщении глицерином не меняются. Под электронным микроскопом фиксируются длинные толстые таблички с очень четкими, ровными линиями ограничения. В отличие от разбухающего у неразбухающих гидрохлоритов гамма стадийных превращений или каких-либо промежуточных смешаннослойных фаз не наблюдалась. Основным процессом является разрушение структуры и образование каолинита или - реже - галлуазита.

Монтмориллонит наблюдается двух видов: микрочешуйчатый по основным плагиоклазам (лабрадору, фото I\*) и крупночешуйчатый, как указывалось выше, по разбухающим гидрохлоритам. Микрочешуйчатый монтмориллонит светло-зеленый до бесцветного, неплеохроичный, с высоким двупреломлением и низким показателем преломления ( $Nm = 1,535 - 1,540$ ).

Гидробиотит обладает резким плеохроизмом от темно-бурого, черного по  $Ng$  до желтого по  $Np$ . В раздувах между волокнами наблюдаются сидерит (фото 2) или, очень редко, мелкочешуйчатый каолинит. Выше по разрезу такой гидратированный биотит светлеет и переходит в желтовато-бурю или желтовато-зеленую триоктаэдрическую гидрослюда, которая в верхней зоне замещается каолинитом. Гидрослюда (иллит) по серицитизированным плагиоклазам мелкочешуйчатая, светло-буровато-желтая, слабо плеохроичная;  $Ng' = 1,578 - 1,582$ ;  $Np' = 1,560 - 1,568$ ;  $Ng' - Np' = 0,014 - 0,021$ .

В нижней части зоны каолинит в шлифах почти не наблюдается, за исключением лейкократового габбро, хотя отмечается на рентгенограммах в виде незначительной примеси. В верхней части зоны уже различается образование его по гидрохлоритам, монтмориллонитам, отчасти гидрослуде и непосредственно по сохранившимся от выветривания в этой зоне полевым шпатам.

\*Все фото размещены между стр. 48-49.

Т а б л и ц а 4

Рентгенограммы  $\lambda/\text{А}$  гетит-каолинитового, каолинит-монтмориллонитового элювия (фр. < 0,001 мм) и гидрохлорита из промежуточной гиббситоносной охристо-глинистой коры выветривания габбро-перидотитов (скв. 387)\*

Гетит-каолинитовый элювий		Монтмориллонит-каолинитовый элювий		Каолинит-монтмориллонитовый элювий		Гидрохлорит	
Обр. 1, гл. 29,2 м		Обр. 3, гл. 38,9 м		Обр. 7, гл. 43,8 м		Обр. 8/1	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1		3	14,84	10	14,22	10	12,97
10	7,18	10	10,57	6	7,18	4	7,18
5	4,44	5	7,18	9	4,44	4	4,66
9	4,18	5	4,41	8	4,18	5	4,14
10	3,57	10	4,14	4	3,54	3	3,54
1	3,37	1	3,57	1	3,54	4	3,154
2	2,962		3,31		3,34		
2	2,808	3	2,801	1	2,779		
3	2,696	3	2,689	1	2,716		
4	2,538	4	2,551	7	2,575	5	2,547
3	2,510	5	2,493	7	2,493		
4	2,454					5	2,411
3	2,349	6	2,339	6	2,349	6	2,384
		2	2,291	2	2,300	2	2,241
3	2,196	2	2,192				
1	2,142	1	2,184	1	2,162		
1	1,995	3	1,992	3	1,992	5	1,968
1	1,912			1	1,944		
1	1,848	2	1,840				
1	1,800	3	1,784			4	1,787
3	1,732	3	1,782	2	1,714		
1	1,669	4	1,663	4	1,665	5	1,669
1	1,627			2	1,625	1	1,616
1	1,567			2	1,544	6	1,538
1	1,511						
2	1,490	6	1,486	3	1,491	2	1,499
1	1,458			2	1,454		
1	1,319			2	1,307		
1	1,291			2	1,285		
1	1,238			2	1,243		

Каолинит,  
d/n=7,18  
Гетит, d/n=4,18

Каолинит,  
d/n=7,18  
Монтмориллонит,  
d<sub>001</sub>=14,84

Монтмориллонит,  
d<sub>001</sub>=14,22;  
в глицерине  
d<sub>001</sub>=18,4  
Каолинит,  
d/n=7,18  
Гетит,  
d/n=4,18

Хлорит выщелоченный,  
неплюсхроичный;  
Nm=1,568;  
Ng-L-Np=0,009;  
в глицерине  
d<sub>001</sub>=15,29;  
при 600°C -  
13,48; 10,25

\* Аналитик М.Я. Гамарник (ИГН).

В верхних горизонтах разреза, в результате обохривания и выщелачивания монтмориллонит-гидрохлоритового элювия, развивается красноватая охристо-глинистая зона, содержащая гиббсит.

Литологически это породы бурого, буровато-красного или буровато-серого цвета, сохранившие структуру материнских пород. В нижних переходных горизонтах окраска порой пятнистая буровато-или голубовато-зеленая, с пятнами или разводами бурых, красных гидроокислов железа. Нередко верхи зоны размывы и охристый горизонт не наблюдается.

В процессе дальнейшего выщелачивания и окисления по выщелоченным хлоритам в нижних горизонтах зоны развивается монтмориллонит, а в результате постепенного выноса магния и частичного окисления закисного железа - гидрохлорит ( $d_{001} = 13,13-12-9\text{А}$ ), внешне очень похожий на пигментированный гетитом и гематитом каолинит (табл.5).

Такой обесцвеченный и выщелоченный хлорит имеет светло-зеленую окраску, его оптические и термические свойства близки к каолиниту. Отличается от каолинита хлоритовой решеткой и наличием наряду с окисным до 2,8% закисного железа.

Помимо монтмориллонита и гидрохлорита в нижнем горизонте зоны отмечаются гидрослюда ( $d_{001} = 10,35$ ), реже галлуазит, реликты калиевых полевых шпатов, иногда плагиоклазов.

Верхние горизонты красноватой охристо-глинистой зоны состоят из каолинита и гетита. В незначительных количествах встречаются гиббсит и карбонаты, иногда монтмориллонит. Под микроскопом видно, что порода состоит из псевдоморфоз микроочушчатого каолинита по кристаллам плагиоклаза и крупноочушчатого по темноцветным минералам, сильно пигментированным окислами железа. На фоне каолиновой массы выделяются мелкие кристаллики гиббсита. Поскольку псевдоморфозы каолинита по плагиоклазу лишены гетитового пигмента, а каолинит по темноцветным более крупноочушчатый и пигментированный, габбровая структура отчетливо видна.

Гиббсит образует таблитчатые или шестоватые кристаллики, рассеян в виде отдельных зерен либо сростков, число которых уменьшается вверх по разрезу. В нижних зонах гиббсит наблюдается среди каолинит-монтмориллонитовой, каолинит-гидрохлоритовой или гидрослюдисто-гидрохлоритовой массы. При этом он замещает как гидрохлорит, так и монтмориллонит. В коре выветривания меланократового габбро

Таблица 5

Рентгенограммы  $\lambda/\lambda$  гиббситоносного охристо-глинистого  
элювия\*

Кора выветривания габбро-перидотитов		Кора выветривания меланократового габбро			
Обр.2		Обр.4		Обр.24	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
		5	13,30	10	12,97
				10	10,15
10	7,18	10	7,18	2	7,44
				6	4,95
8	4,41	7	4,41	6	4,46
10	4,18	7	4,23	10	4,16
10	3,57	10	3,58		
4	3,35	4	3,35	10	3,35
2	2,962			9	3,15
2	2,808	5	2,808		
3	2,866	5	2,736	6	2,703
4	2,581	7	2,545	2	2,575
3	2,510				
4	2,454	5	2,483	6	2,45
3	2,379	4	2,379		
		4	2,286	6	2,236
3	2,196				
2	2,152	3	2,150	4	2,181
		4	2,013		
4 <sup>I</sup>	1,995	4	1,974	4	2,002
1 <sup>I</sup>	1,912				
1 <sup>I</sup>	1,848	1	1,869	3	1,887
3	1,800	4	1,808	2	1,810
3	1,732	2	1,752		
3	1,669	2	1,749		
1	1,607	4	1,681	9	1,707
		3	1,533	9	1,687
1	1,567	2	1,504	6	1,536
1	1,511				
1	1,470			3	1,500
1	1,458	2	1,461		
1	1,413				
1	1,319	1	1,326		
1	1,291	1	1,305		
1 <sup>I</sup>	1,288				

Каолинит,  
 $d/n = 7,18; 3,57$   
Гиббсит,  
 $d/n = 4,41; 3,35; 2,37;$   
 $2,45; 1,73$  и т.д.  
Гетит,  
 $d/n = 4,18$

Гидрохлорит,  
 $d_{001} = 13,30; d_{060} = 1,533$   
Каолинит,  
 $d/n = 7,18$   
Гиббсит,  
 $d/n = 4,41; 3,35; 2,48$   
и др.  
Гетит,  $d/n = 4,23$

Гидрохлорит,  
 $d_{001} = 12,97;$   
 $d_{060} = 1,536$   
Иллит,  
 $d_{001} = 10,15$   
Гиббсит,  
 $d/n = 4,95; 4,16;$   
 $2,45$  и др.  
Гетит,  
 $d/n = 4,16$

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

Таблица 6

Химический состав (вес.%) гиббситоносной коры  
выветривания охристо-глинистого облика меланокра-  
тового габбро\*

Компонент	Зона				
	дезинтегриро- ванного мела- нократового габбро	гидрохло- ритовая	каолинит-монтморил- лонитовая с гиббси- том	каолини- товая с гиббси- том	каолини- товая с гиббси- том
	Проба 26, гл. 77 м	Проба 21, гл. 65,8 м	Проба 19, гл. 60,9 м	Проба 12, гл. 48,5 м	Проба 7, гл. 36,9 м
SiO <sub>2</sub>	43,30	41,95	34,99	36,70	38,12
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,22	1,42	2,38	2,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,88	18,41	20,58	25,76	34,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,94	14,81	17,90	8,48	4,42
FeO	4,02	3,59	3,30	7,62	2,87
MnO	0,17	0,15	0,15	0,17	0,01
MgO	3,58	2,50	2,20	1,79	0,56
CaO	2,80	2,10	2,34	0,70	0,98
Na <sub>2</sub> O	3,43	2,39	0,29	0,25	0,32
K <sub>2</sub> O	1,56	3,21	2,95	2,69	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,27	1,49	1,60	0,54	0,59
SO <sub>3</sub>	0,07	0,09	0,03	0,09	0,01
H <sub>2</sub> O	2,79	2,22	3,02	1,38	1,49
П.п.	5,63	5,46	7,73	9,52	11,76
CO <sub>2</sub>	0,14	0,57	1,07	1,87	2,22
Сумма	99,63	100,15	99,59	99,94	100,13
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	3,88	2,88	2,41	1,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	1,34	1,86	2,43	0,50	0,70
Об. в. в. с, г/см <sup>3</sup>	2,39	1,88	1,80	1,65	1,65
Пористость	14,94	33,8	40,00	42,5	

\* Аналитик Р.Л.Левина (ИГН).

отмечается замещение гиббситом, в ассоциации с сидеритом, зерен  
кварца.От кварца остались лишь изъеденные реликты в виде кружев. В  
верхних зонах гиббсит наблюдается в виде мелких кристалликов среди  
тонкодисперсной каолининовой массы.Вероятно, появление гиббсита в промежуточной гидрохлоритовой  
и гидрохлорит-монтмориллонитовой зонах связано с окислением хлори-  
товых минералов (Разумова, 1967). Существенное значение имеет со-  
держание закисного железа. В гиббситоносных корах выветривания ос-

Таблица 7

Химический состав (вес.%) гиббситоносной коры выветривания охристо-глинистого облика габбро-перидотитов\*

Компонент	Зона				
	дезинтегрированного габбро-перидотита	каолинит-гидрохлорит-монтмориллонитовая	монтмориллонит-каолинитовая с гиббситом, бобовинами гетита и сидерита		гетит-каолинитовая с прожилками и бобовинами карбонатов
	Обр. 8, гл. 45,0 м	Обр. 7, гл. 43,8 м	Обр. 6, гл. 42,0 м	Обр. 3, гл. 35,0 м	Обр. 1, гл. 30,0 м
SiO <sub>2</sub>	34,48	35,35	35,55	24,72	26,08
TiO <sub>2</sub>	7,52	7,35	7,14	6,93	7,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,62	19,70	23,91	27,85	22,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89	10,85	9,57	10,10	8,79
FeO	13,97	7,34	9,21	14,40	16,68
MnO	0,23	0,29	0,24	0,58	0,48
MgO	1,01	1,10	0,49	0,39	0,28
CaO	3,43	3,64	0,84	0,98	0,63
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,00	0,00	0,00	0,15
K <sub>2</sub> O	1,30	0,83	0,06	0,00	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,42	1,19	0,31	0,08	0,10
SO <sub>3</sub>	0,28	0,16	0,17	0,19	0,40
H <sub>2</sub> O	2,82	3,02	1,79	1,09	0,30
П.п.п.	7,50	7,76	9,51	9,50	8,08
CO <sub>2</sub>	3,51	1,00	0,99	2,91	3,40
Сумма	100,31	99,60	99,78	99,72	100,23
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	3,00	2,53	1,50	1,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	0,09	0,66	0,47	0,31	0,23
Об. вгс, г/см	2,37	1,95	1,76	1,74	1,63
Пористость	17,80		41,3	47,4	44,7

\* Аналитик Р.Л. Левина (ИГН).

новных пород Коростенского плутона содержание FeO в элювии промежуточных зон колеблется в пределах от 3,3 - 3,6 до 9% и более (табл. 6 и 7). При этом отмечается интенсивный вынос натрия, кальция и магния, отчасти кремнезема и накопление алюминия и железа. Отношение SiO<sub>2</sub> к Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> элювия промежуточных зон гидрохлорито-

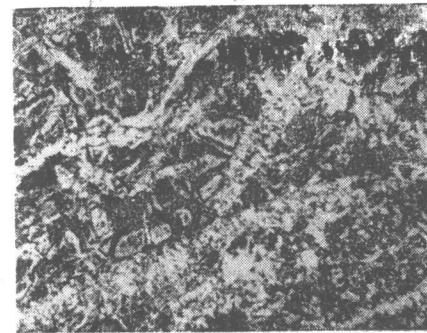


Фото 1. Псевдоморфное замещение плагиоклаза монтмориллонитом в каолинит-монтмориллонитовом элювии меланократового габбро (шл. 3138), ник. +

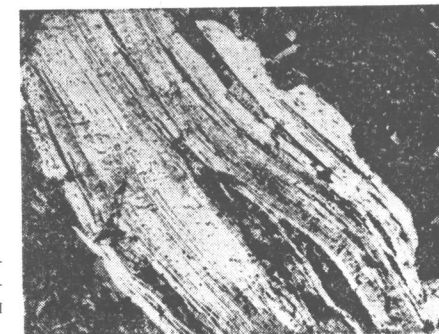


Фото 2. Гидробиотит в монтмориллонит-гидрохлоритовом элювии меланократового габбро. Между волокнами сидерит (шл. 452), ник. +



Фото 3. Анортозит. Выполнение трещин в плагиоклазе ярко-зеленым хлоритом (шл. 34), ник. +

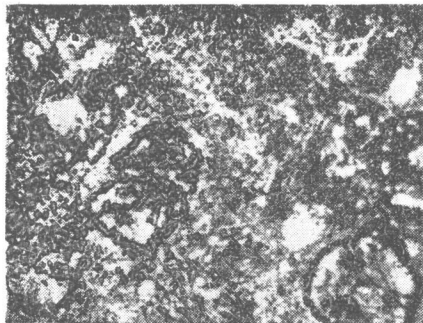


Фото 4. Концентрические стяжения сидерита среди тонкочешуйчатой массы каолинита в каолиновом элювии габбро-анортозита (шл. 604), ник.+

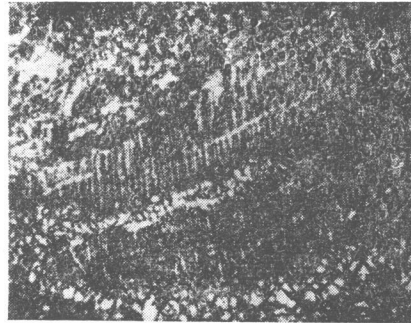


Фото 5. Гидрохлоритизация пироксена в гидрохлорит-монтмориллонитовом элювии габбро-анортозита (шл. 56), ник.+

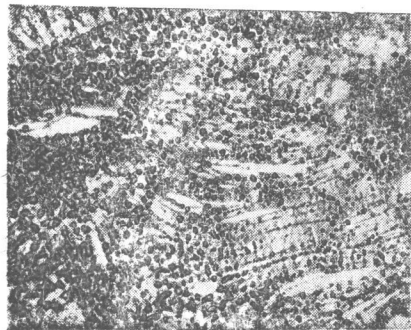


Фото 6. Джедферзит в гидрохлорит-монтмориллонитовом элювии габбро-анортозита (шл. 3571), ник. II,

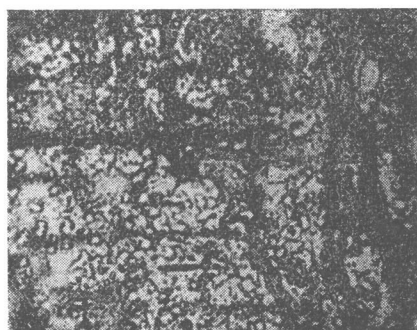


Фото 7. Бемит в гидрохлорит-монтмориллонитовом элювии анортозита (шл. 3174), ник. II.

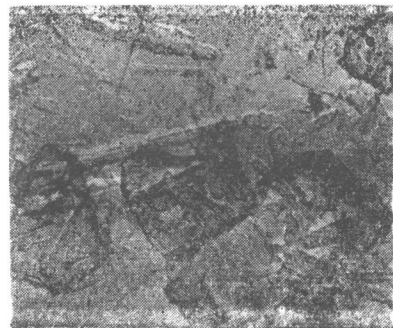


Фото 8. Бемит из гидрохлорит-монтмориллонитового элювия анортозита. Электронномикроскопический снимок, угольная псевдореплика с платиновым оттенением под углом 20°, обр. 3174.



Фото 9. Замещение гидрохлорита (темно-серое) монтмориллонитом (белое) в гидрохлорит-монтмориллонитовом элювии габбро-анортозита (шл. 14), ник.+

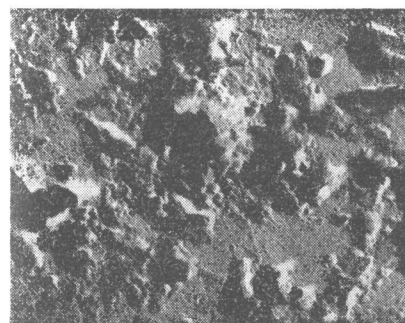


Фото 10. Железистый монтмориллонит из каолинит-монтмориллонитового элювия габбро-монзонита. Электронномикроскопический снимок, угольная псевдореплика, обр. 4.



Фото 11. Сферолиты сидерита в каолинит-гидрослюдистом элювии щелочного кварцевого сиенита (шл. 6), ник.+

Фото 12. Псевдоморфное замещение серицитизированного плагиоклаза гидрослюдой в элювии биотит-амфиболового гранита. Виден гидробиотит и кварц (шл. 5180), ник.+.

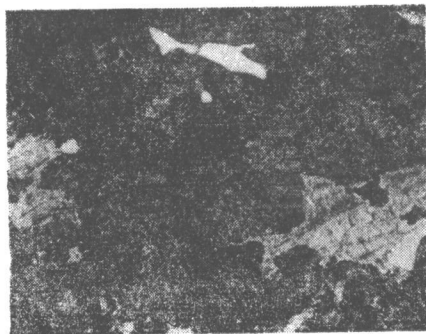


Фото 13. Каолинит и метагаллузит из галлузит-каолинитового элювия биотит-амфиболового гранита. Электронномикроскопический снимок, суспензия, ув. 9300. обр. 1.

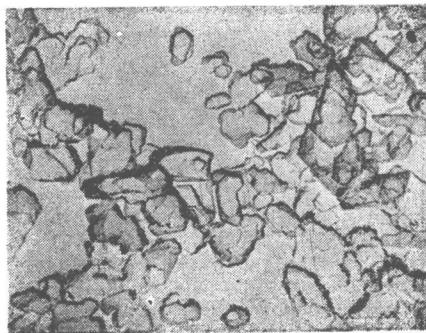


Фото 14. Каолинит из каолинитового элювия пегматита. Электронномикроскопический снимок, угольная псевдо-реплика, ув. 13440, обр. 1.

вого и гидрохлорит-монтмориллонитового состава меняется от 2,4 до 1,5, а верхних - охристо-каолинитового состава - от 1,89 до 1,90, что подтверждает наличие избыточного глинозема. Удаление натрия и кальция способствовало образованию монтмориллонита.

При каолинизации гиббсит не подвергался изменению и сохраняется в элювии в качестве реликтового минерала.  $Ng' = 1,580 - 1,585$ ;  $Np' = 1,563 - 1,567$ ;  $Ng' - Np' = 0,017 - 0,018$ ;  $d/n = 4,93$  (табл.8).

#### Гиббситсодержащая белопетровая каолиновая кора выветривания

К гиббситсодержащим относятся коры выветривания анортозитов и габбро-анортозитов, характерная особенность которых - наличие гиббсита и бемита. Они имеют профиль следующего строения (сверху вниз): 1) каолинитовая зона с гиббситом (мощность от 0,5 до 8 м и более); 2) монтмориллонитовая или гидрохлорит-монтмориллонитовая с бемитом и гиббситом (мощность от 2 - 10 до 20 м и более); 3) зона начального разложения (мощность 0,1 до 4 м); 4) материнские породы - анортозиты и габбро-анортозиты. Кора выветривания этого типа (табл.9 и 10) отличается однотонностью окраски (белая, светло-серая) верхней зоны и пятнисто-зеленовато-желтой средних зон. Структурные особенности материнских пород хорошо наследуются в материале коры, проявляясь в сохранности положения, расположения и формы вкрапленников плагиоклазов, а также положения продуктов разрушения темноцветных минералов.

Породы зоны начального разложения массивные, относительно крепкие, трещиноватые, мало отличающиеся от неизмененного субстрата. Для них характерна серая или зеленовато-серая окраска, образование секущих прожилков карбонатов, развивающихся также вдоль трещин спайности и периферии зерен пироксенов, оливина и, реже, плагиоклазов, джефферитизация хлорита и гидратация биотита. Участками отмечается бурое окрашивание породы, связанное главным образом с привнесом из вышележащих зон профиля выветривания гидроокислов железа, отлагающихся на стенках трещин в виде корочек и примазок.

Темноцветные минералы разлагаются значительно быстрее пла-

Рентгенограмма / $\text{Å}$ / гиббсита из каолининовой зоны  
меланократового габбро (обр.24, скв.2442)\*

I	d/n
10	7,23
7	4,93
6	4,42
4	3,57
4	3,35
3	3,163
4	2,680
3 <sup>I</sup>	2,545
6	2,427
5	2,175
4	1,998
2	1,784
6	1,681
2 <sup>I</sup>	1,552
1	1,504

Гиббсит,  $d/n = 4,93; 3,35; 3,16; 2,68; 2,42;$   
 $1,99; 1,78$  и др.

Каолинит,  $d/n = 7,23$

\* Аналитик М.Я.Гамарник /ИГН/.

гиоклазов. Нередко пироксены, а особенно оливин, разложены до гетита. Большой же частью пироксены хлоритизированы. Хлорит длинночешуйчатый, зеленый, светло-зеленый до желтого, плеохроичный ( $Nm = 1,660 - 1,680$ ). Оливин замещается идингситом и гетитом или ярко-зеленым железистым серпентином, который в верхних зонах профиля переходит в железистый монтмориллонит и гетит. Плаггиоклазы почти свежие. Констатируется лишь появление жилкообразных выделений гидрохлорита (фото 3) бледно-желтовато-зеленого цвета с низким двупреломлением и мелкозернистого карбоната.

Выше по разрезу, в пределах монтмориллонитовой или гидрохлорит-монтмориллонитовой зоны, первоначальная структура породы сохраняется, в окраске преобладают зеленовато-серые тона, увеличивается содержание новообразованных минералов. В верхней части зоны порода становится глинистой. Первичные минералы уже почти полностью разложены. Главные минералы - монтмориллонит, хлорит, джеффе-

ризит и гидрохлорит. Плаггиоклазы замещены монтмориллонитом или гидрохлоритом с межпакетной прослойкой, аналогичной по структуре монтмориллониту (табл. II) ( $Ng' = 1,540; Np' = 1,516; Ng'-Np' = \pm 0,024$ ). Минерал микрочешуйчатый (см. фото 9), бледно-зеленый, неплеохроичный, с низкой желтовато-интерференционной окраской ( $d_{001} = 14,22 - 14,42$ ). Насыщение глицерином при температуре  $100^{\circ}\text{C}$  в течение двух часов привело к увеличению межплоскостных расстояний до  $16,79 - 17,02$ . Пироксены замещены джефферизитом и гидрохлоритом (см. фото 5), нередко со структурой триоктаэдрического монтмориллонита. Джефферизит длинночешуйчатый (см. фото 6) или радиально-лучистый, ярко-зеленого цвета, плеохроичный ( $Ng' = 1,600; Np' = 1,582; Ng'-Np' = 0,018$ ). Гидрохлорит мелкочешуйчатый, светло-зеленый:  $Ng' = 1,554; Np' = 1,546; Ng' - Np' = 0,008; d_{001} = 14,84; 14,22$  (см. табл. II), выше по разрезу замещается монтмориллонитом. Оливин полностью замещен железистым монтмориллонитом ( $Ng' = 1,558; Np' = 1,538; Ng' - Np' = 0,020$ ) или гетитом. Чешуйки биотита расщеплены по плоскости спайности на отдельные волокна, пространство между которыми заполнено гематитом, гетитом или сидеритом. В верхней части зоны отмечается переход гидробиотита в каолинит. Параллельно с образованием гидрохлоритов по пироксенам наблюдается замещение последних образованиями типа гидрослюд:  $Ng' = 1,59 - 1,64; Np' = 1,54 - 1,60; Ng'-Np' = 0,003 - 0,05; d_{001} = 10,35$  (табл. I2).

Преобладание тех или иных продуктов выветривания в зоне зависит от преобладания минеральной составной части в исходной породе. Если последняя ближе к анортозитам, господствует монтмориллонит, а если ближе к габбро-норитам - гидрохлорит.

Второстепенные минералы зоны - сидерит, образующий помимо прожилков также сферолиты в зернах плаггиоклазов, гетит, гематит, халцедон, бемит и гиббсит. Апатит и ильменит в этой зоне не испытали существенных изменений.

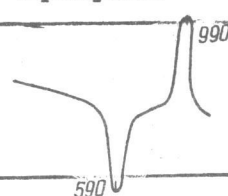
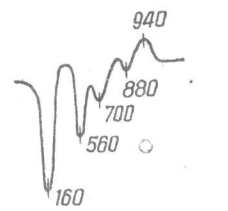
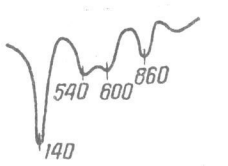

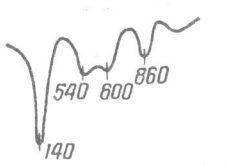

Вверх по разрезу гидрохлорит-монтмориллонитовый состав зоны постепенно становится монтмориллонит-каолининовым. Усиливается карбонатизация. Каолинит образуется как по монтмориллониту, так и по гидрохлориту и гидрослуде, от микрочешуйчатого, тонковолокнистого до вермикулитоподобных сростков, в зависимости от минерала, который он псевдоморфно замещает. Здесь же отмечается иногда замещение монтмориллонита микрочешуйчатым галлуазитом, который в верхней зоне также замещается каолинитом.

Характеристика профиля выветривания анортозитов

Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
I	Каолинистая (белая, пятнисто-желтоватая глина) 0,5 - 8	Каолинит Примеси: монтмориллонит гидрослюда галлуазит бемит
4	Каолинит-монтмориллонитовая с бемитом и гидроситом (желтая, зеленовато-бурая, пятнистая глинистая порода) 2 - 10	Монтмориллонит (по плагиоклазу) Монтмориллонит (по пироксену) Бемит Гидрослюда, гетит, сидерит
9	Монтмориллонитовая (светло-серая, пятнисто-желтая глинистая порода, участки обожренная, карбонатизированная) 1,5 - 2,0	Монтмориллонит (по плагиоклазу) Монтмориллонизит (по пироксену) Гидрохлорит Гидробиотит Каолинит Сидерит, халцедон Гидрослюда (по хлориту)
II	Дезинтегрированного анортозита светло-желтовато-серого. По трещинкам хлорит и гидросилы железа 0,1-0,6	Лабрадор (№ 50-60) (90-95%) Диопсид Гидробиотит Иддингсит Серпентин Эпидот Хлорит (по пироксену) Монтмориллонит Кальцит, гетит

Т а б л и ц а 9

Волинского габбро-анортозитового массива

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика основных минералов
$N_g' = 1,568,$ $N_p' = 1,562,$ $N_g' - N_p' = 0,006$		Каолинит, $d/n = 7,23$
$N_g' = 1,544,$ $N_p' = 1,533,$ $N_g' - N_p' = 0,011$		Монтмориллонит, $d_{001} = 14,63$ Каолинит, $d/n = 7,18$
$N_g' = 1,552,$ $N_p' = 1,536,$ $N_g' - N_p' = 0,016$ $N_g' = 1,658,$ $N_p' = 1,636,$ $N_g' - N_p' = 0,022$		Монтмориллонит, $d_{001} = 14,42$ Гидрохлорит, $d_{001} = 14,22$ Гидрослюда, $d_{001} = 10,35$
$N_m = 1,580 - 1,600$		Монтмориллонит, $d_{001} = 14,42$
$N_g' = 1,520,$ $N_p' = 1,496,$ $N_g' - N_p' = 0,024$ $N_g' = 1,554,$ $N_p' = 1,546,$ $N_g' - N_p' = 0,008$		Монтмориллонит, $d_{001} = 14,42$ Гидрохлорит, $d_{001} = 14,22$ Гидрослюда, $d_{001} = 10,35$
$N_g' = 1,589,$ $N_p' = 1,560,$ $N_g' - N_p' = 0,029$		Монтмориллонит, $d_{001} = 14,42$
$N_m = 1,660 - 1,680$		



Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
2	Каолинитовая (белая, желтовато-белая, пятнисто-голубовато-зеленоватая глина с бобовинками сидерита), от 3 - 5 до 10	Каолинит Гетит Сидерит Бемит Незначительная примесь монтмориллонита, гидрохлорита, гидрослюда, галлузита
4	Каолинит-монтмориллонитовая с бемитом (пятнисто-зеленоватая-желтая глинистая порода рыхлая, интенсивно карбонатизированная), от 2 до 15	Монтмориллонит (по плагиоклазу) Каолинит Сидерит Примеси: бемит Гиббсит, гидрохлорит, галлузит Гидрослюда
10	Гидрохлорит-монтмориллонитовая с бемитом (зеленоватая-серая, зеленая глинистая порода с бобовинками и прожилками сидерита), от 0,6 до 4	Монтмориллонит (по плагиоклазу) Джефферизит (по хлоритизированному пироксену) Железистый монтмориллонит (по оливину) Бемит, гиббсит, гидробиотит, сидерит, гематит, гетит
12	Дезинтегрированного габбро-анортозита (зеленоватая-серый с прожилками сидерита), от 3 до 4	Лабрадор, андезин, диаллаг, гиперстен, биотит, хлорит, сидерит, серпентин, илдингсит, гетит, джефферизит, монтмориллонит

зитов Волынского габбро-анортозитового массива

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика $\lambda/\text{Å}$ основных минералов
$N_g' = 1,570$ , $N_g' - N_p' = 0,003$	$N_p' = 1,567$	Каолинит, $d/n = 7,08$
$N_g' = 1,545$ , $N_g' - N_p' = 0,014$	$N_p' = 1,531$	Монтмориллонит, $d_{001} = 15,06$
$N_g' = 1,655$ , $N_g' - N_p' = 0,019$	$N_p' = 1,636$	Каолинит, $d/n = 7,13$
$N_g' = 1,590$ , $N_g' - N_p' = 0,018$	$N_p' = 1,572$	Гидрохлорит, $d_{001} = 14,84$
$N_g' = 1,540$ , $N_g' - N_p' = 0,024$	$N_p' = 1,516$	
$N_g' = 1,600$ , $N_g' - N_p' = 0,018$	$N_p' = 1,582$	
$N_g' = 1,558$ , $N_g' - N_p' = 0,020$	$N_p' = 1,538$	

Таблица II

Рентгенограмма /Å/ монтмориллонита и гидрохлорита из коры выветривания анортозита\*

Обр. 3142А скв. 211				Обр. 3142Б скв. 211					
Природный столбик		Ориентированный и насыщенный глицерином		Природный столбик		Ориентированный и насыщенный глицерином		Ориентированный и нагретый при 600°C	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	12,49	10	18,29	5,14,22	2	17,66	10	13,84	
9	7,18	3'	8,84	10	7,13	10	7,13	2	10,08
8	4,46	8	7,18	5	4,77	5	4,75	2	4,48
3	4,26	5	4,46	1		1	4,46		
2	3,87	4	4,21						
2	3,80	3	3,80						
9	3,57	10	3,57	9	3,57	10	3,57	3	3,67
1	3,46	1	3,46					2	3,44
2	3,33	3	3,33	3	3,34	2	3,36	4	3,33
2	3,23	3	3,23						
2	3,004	1	3,118					3	3,154
1	2,906	2	3,004						
3	2,575	2	2,899					1	2,575
3	2,510	3	3,545					1	2,606
3	2,385	1	2,395			2	2,344	2	2,526
		1	2,305			3	2,130	3	2,329
3	1,967	2	1,974	2	1,971	3	1,964	3	1,840
1	1,931					1	1,884	3	1,693
3	1,696	2	1,696	1	1,681	5	1,737		
1	1,674	1	1,674			1	1,671		
1	1,627								
1	1,536			1	1,542	1	1,542		
2	1,500	2	1,496	1	1,511	1	1,512	2	1,488
1	1,441	1	1,458	2	1,441	1	1,430	3	1,451
		1	1,427	1	1,418			2	1,380

Монтмориллонит (псевдоморфозы по лабрадору), каолинит

Гидрохлорит со структурой триоктаэдрического монтмориллонита (псевдоморфозы по пироксену), каолинит.

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

Каолинитовая зона отличается от нижележащих по внешнему виду и по минеральному составу. Породы этой зоны представляют собой плотную белую или желтовато-белую глину в верхней части и голубовато- либо зеленовато-белую, пятнистую, с сохра-

Таблица 12

Рентгенограммы /Å/ гидробиотита и гидрослюда из коры выветривания габбро-анортозита\*

№ п.п.	Обр. 427, скв. 185		Обр. II, скв. I/200		№ п.п.	Обр. 427, скв. 185		Обр. II, скв. I/200	
	I	d/n	I	d/n		I	d/n	I	d/n
1	10	10,25	10	10,35	15	1	2,539		
2	4	8,55			16	3	2,443		
3			2	4,86	17	1	2,364	9	2,379
4	3	4,66			18			2	2,354
5			10	4,54	19	1	2,282		
6	3	4,44			20	2	2,183	4	2,138
7	3	4,28	5	4,13	21	2	2,002	3	1,978
8	2	3,71	7	3,64	22	1	1,909		
9	2	3,57	8	3,46	23	1	1,825	1	1,814
10	10	3,36			24	1	1,747	5	1,707
11	2	3,18	7	3,08	25	3	1,676	8	1,651
12	1	2,938			26	5	1,540	10	1,504
13	1	2,815			27	1	1,478		
14	5	2,637	10	2,581					

Гидробиотит,  $d_{001} = 10,25$   
 Гидрослюда (псевдоморфозы по пироксену),  $d_{001} = 10,35$

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

нижней структурой материнской породы - в нижней ее части. Главный породообразующий минерал - каолинит ( $Ng' = 1,568 - 1,570$ ;  $Np' = 1,562 - 1,567$ ;  $Ng' - Np' = 0,003 - 0,006$ ;  $d/n = 7,08 - 7,23$ ). Каолинизация происходила за счет замещения монтмориллонита, гидрохлорита и гидрослюда каолинитом с сохранением структуры замещенных агрегатов, с образованием микрочешуйчатых и вермикулитообразных агрегатов. Агрегаты каолинита, заместившие железистый монтмориллонит, пигментированы гетитом.

Из второстепенных минералов отмечаются бемит, гиббсит, гетит, сидерит (фото 4) и рудные минералы; очень редко - калиевый полевой шпат и кварц.

Бемит, реже гиббсит, в коре выветривания наблюдались не только в каолинитовой, но и в нижней монтмориллонит-гидрохлоритовой зоне, в которой бемит развился по гидрохлориту, псевдоморфно замещившему пироксену, и хлоритизированным плаггиоклазам. Кроме того, бемит отмечается в прожилках, секущих выветрелую по-

Т а б л и ц а 13

Рентгенограмма /Å/ бемита из гидрохлорит-монтмориллонитовой зоны габбро-анортозита (обр.3, скв. 200)<sup>x</sup>

I	d/n
6	14,22
5	6,18
4	4,53
3	3,854
2	3,16
1	2,57
6	2,346
6	1,852
1	1,780
4	1,652
3	1,521
3	1,492
6	1,307

Гидрохлорит со структурой триоктаэдрического монтмориллонита,

$$d_{001} = 14,22$$

Бемит,  $d/n = 6,18; 3,16; 2,346; 1,852, 1,78; \text{ и т.д.}$

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

роду. Размер зерен бемита - до 0,05 мм. Образует отдельные зерна, выделения сложных извилистых форм (см. фото 7), чечевицеvidные образования и своеобразные тонкозернистые агрегатные формы наращивания. Бесцветен,  $N_g' = 1,655; N_p' = 1,636; N_g^L N_p' = 0,019$ .

На термограммах концентрата бемита, полученного выделением из продуктов замещения пироксена в верхней каолинитовой зоне, наблюдаются один глубокий эндотермический эффект при температуре 600°C, принадлежащий бемиту, и один незначительный экзотермический эффект, обусловленный наличием примеси каолинита. Эндотермический эффект при температуре 280°C принадлежит гиббситу. На рентгенограммах бемита из гидрохлорит-монтмориллонитовой зоны габбро-анортозитов (табл. 13) помимо линий бемита имеются линии, принадлежащие гидрохлориту со структурой триоктаэдрического монтмориллонита. Гидрохлорит устанавливается также под электронным микроскопом (см. фото 8).

Сравнивая химический состав промежуточных зон с составом исходных пород (табл. 14 и 15), видим, что в связи с частичной хлори-

Т а б л и ц а 14

Химический состав (вес.%) беловатой коры выветривания анортозитов\*

Компо- нент	Зона				
	дезинтег- рирован- ного анор- тозита	монтмориллонитовая		каолини- монтморилло- нитовая	каолини- товая
	Обр. 11, гл. 54, 7м	Обр. 9, гл. 46, 8м	Обр. 5, гл. 25, 6м	Обр. 2, гл. 9, 5м	Обр. 1, гл. 6, 4 м
SiO <sub>2</sub>	53,56	51,14	49,18	43,97	39,30
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,18	0,20	0,79	2,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,59	25,61	21,70	33,61	35,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	1,69	2,27	2,47	1,53
FeO	0,79	1,00	0,58	1,80	5,32
MnO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03
MgO	0,54	2,23	3,88	1,67	0,42
CaO	10,36	8,40	17,15	0,42	0,43
Na <sub>2</sub> O	4,45	3,53	0,11	0,72	0,55
K <sub>2</sub> O	0,88	0,95	2,32	0,55	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,11	0,09	0,03	0,03
SO <sub>3</sub>	0,21	0,04	0,14	0,20	0,11
H <sub>2</sub> O	0,04	2,07	8,22	0,94	0,79
П.п.л	0,57	2,93	9,17	12,99	12,18
CO <sub>2</sub>	0,14	0,12	0,29	0,00	0,17

Сумма	100,07	100,02	99,92	100,17	99,92
-------	--------	--------	-------	--------	-------

SiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,3	3,40	3,89	2,22	1,85
--	-----	------	------	------	------

Об.вес г/см <sup>3</sup>	2,67	2,35	1,75	1,53	1,58
-----------------------------	------	------	------	------	------

Пористость	1,40	11,6	37,1	42,9	42,6
------------	------	------	------	------	------

\* Аналитик В.Н.Ерохина (ИГН).

тизацией и интенсивной монтмориллонитизацией плагиоклазов, хлоритизацией темноцветных минералов и выщелачиванием хлоритов из породы постепенно уходят натрий и кальций, частично силиций. В то же время накапливается магний и калий, связывающиеся в гидрохлорите, монтмориллоните и гидрослюда. Силикатное закисное железо постепенно окисляется до окисного. В нижней части промежуточной зоны наряду с кремнием породы теряют и часть алюминия (см. табл. 14), в верхней части совместно с накоплением окисного железа возрастает и содержание алюминия. В результате отношение  $SiO_2:Al_2O_3$  уменьшается до 2,2.

Каолинистая зона характеризуется практически полным выносом щелочей и щелочных земель. Вынос кремнезема достигает в среднем

Т а б л и ц а 15

Химический состав (вес.%) белоцветной коры  
выветривания габбро-анортозитов\*

Компонент	Зона				
	дезинтегри- рованного габбро-анор- тозита	гидрохло- рит-монт- морилло- нитовая	каолинит-монтмо- риллонитовая, интенсивно карбо- натизированная, с бемитом		каолинито- вая с бобо- винами си- дерита
	Обр.12, гл.43,0 м	Обр.10, гл.39,0 м	Обр.7, гл.33,5 м	Обр.4, гл.25,5 м	Обр.2, гл. 23,2 м
SiO <sub>2</sub>	51,21	51,81	52,68	46,07	48,74
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,32	0,45	0,80	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,18	24,0	20,9	25,35	31,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	2,66	4,41	3,05	1,58
FeO	4,17	2,30	1,44	3,20	1,01
MnO	0,04	0,14	0,13	0,04	0,07
MgO	1,60	1,80	1,37	1,40	0,50
CaO	8,46	6,91	1,69	2,12	0,60
Na <sub>2</sub> O	4,70	3,02	0,45	0,13	0,12
K <sub>2</sub> O	1,17	2,72	4,28	1,36	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,29	0,29	0,40	0,17
SO <sub>3</sub>	0,00	0,17	0,22	0,27	0,24
H <sub>2</sub> O	0,15	0,76	3,64	4,73	2,24
п.п.п.	2,27	3,41	8,22	10,08	12,51
CO <sub>2</sub>	1,10	0,10	0,24	1,46	0,35
Сумма	100,42	100,41	100,40	100,46	100,41
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,74	3,65	4,20	3,00	2,66
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,64	2,52	1,59	1,46	1,58
Пористость	2,58	6,32	39,31	44,27	39,23

\* Аналитик А.В.Служенко (ИГН).

от 43 до 52, окисного железа до 46% первоначальных количеств. Одновременно происходит накопление глинозема. Отношение SiO<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> уменьшается до 1,85.

### НЕГИБЕСИТОНОСНЫЕ КОРЫ

Негибеситоносные коры выветривания представлены красноцветными каолиновыми и белоцветными каолиновыми разновидностями.

### Красноцветные каолиновые коры выветривания

Среди красноцветных каолиновых кор выветривания выделяются две разновидности: а) с промежуточной зоной гидрохлорит-монтморилло-

нитового состава и верхней гетит-каолиновой и б) с промежуточной зоной гидрохлорит-гидрослюдистого состава и верхней гетит-каолиновой зоной.

### Кора выветривания с промежуточной зоной гидрохлорит-монтмориллонитового состава

Развита на габбро-диабазе (табл.16) и габбро-монцонитах (табл.17). В зависимости от характера материнской породы меняются состав, структура и текстура продуктов выветривания, но общая зональность профиля сохраняется. В основании разреза залегают слабо измененные породы, сменяющиеся вверх по разрезу глинистыми продуктами монтмориллонитового состава с гидрохлорит-гидрослюдистой подзоной (кора выветривания габбро-диабазов). Верхнюю зону профиля составляют пестрые, реже охристо-бурые каолины. Общая мощность коры выветривания достигает 10 - 15, реже 20 м.

Зона слабо измененных пород представлена осветленными серовато- или желтовато-зелеными массивными породами, сохранившими облик материнских пород, относительно крепкими, повышено трещиноватыми. Трещины заполнены гидроокислами железа, реже - марганца, карбонатами, иногда кварцем. Мощность зоны колеблется от 0,3 до 2 - 3 м. Минеральные преобразования в ней незначительны, хотя часть минералов уже заметно гидратирована или разбита сетью прожилков новообразованных глинистых минералов. Плаггиоклазы серицитизированы, пироксены и роговая обманка хлоритизированы. Бiotит гидратированный, оливин почти полностью замещен бурными гидроокислами железа или нонtronитом. Вверх по разрезу породы утрачивают плотность, становятся хрупкими и постепенно сменяются глинистыми продуктами гидрохлорит-гидрослюдистого состава, которые выше по разрезу замещаются монтмориллонитом.

Гидрохлорит-монтмориллонитовая зона представлена буровато- или серовато-зелеными глинистыми породами, сохранившими структуру и текстуру материнских пород. В нижних горизонтах еще содержатся реликты первичных минералов. Как показал анализ гранулометрического состава, глинистая фракция менее 0,01 мм составляет от 25 до 60% всей массы породы.

Микроскопические исследования показали, что процесс преобразования первичных минералов начинается с микротрещин, трещин спайности минеральных зерен и их периферии. В результате на месте каждого породообразующего минерала образуются псевдоморфозы того

Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
1	Каолинит-монтмориллонитовая (желтовато-зеленая, пятнисто-бурая глина со сферолитами карбонатов), 5 - 6	Монтмориллонит (по гидрослюда) Примеси: каолинит гидрослюда гидрохлорит гетит олигонит родохрозит
3	Гидрослюдисто-монтмориллонитовая (пятнисто-буровато-зеленая глинистая порода), 3 - 5	Гидрослюда (по плагиоклазам) Монтмориллонит (по хлориту и гидрослуде) Примеси: гидрохлорит каолинит гидробиотит гетит
4	Гидрохлорит-гидрослюдистая (пятнисто-зеленовато-бурая, мелкозернистая, порфиридная порода), 1 - 3	Гидрослюда (по плагиоклазам) Гидрохлорит Монтмориллонит Гидробиотит Гетит
5	Дезинтегрированного габбро-диабазы желтовато-зеленого цвета, по трещинкам ожелезненного, 2-3	Андезин Авгит Буровато-зеленая роговая обманка Примеси: оливин, биотит, хлорит, серпентин, актинолит, гидрослюда, карбонаты, гетит

или иного глинистого минерала (гидрослюда, гидрохлорит, монтмориллонит или нонтронит), сохранившего контуры первичных минералов.

В пределах зоны плагиоклазы замещаются гидрослюдой, гидрохлоритом или монтмориллонитом. Гидрослюда развивается по серицитизированным плагиоклазам кислого и среднего состава, а более основные плагиоклазы замещаются гидрохлоритом и монтмориллонитом. Почти во всех случаях разложение плагиоклазов сопровождается выделением карбонатов.

диабазов Волынского габбро-анортозитового массива

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика (A) основных минералов
$N_g^i = 1,538,$ $N_p^i = 1,518,$ $N_g^i - N_p^i = 0,020$  $N_o = 1,838 - 1,840,$ $N_e = 1,604 - 1,608$		Монтмориллонит, $d_{001} = 15,52$ Олигонит, $d/n = 2,79;$ 2,138; 1,74; 1,401; 1,22 Родохрозит, $d/n = 3,63;$ 2,864; 2,172; 1,801; 1,54
$N_m = 1,561$  $N_g^i = 1,554,$ $N_p^i = 1,538,$ $N_g^i - N_p^i = 0,016$  $N_g^i = 1,568,$ $N_p^i = 1,556,$ $N_g^i - N_p^i = 0,012$		Монтмориллонит, $d_{001} = 15,40;$ в глицерине 18,0 Гидрослюда, $d_{001} = 9,95$
$N_g^i = 1,570,$ $N_p^i = 1,555,$ $N_g^i - N_p^i = 0,015$  $N_g^i = 1,578,$ $N_p^i = 1,548,$ $N_g^i - N_p^i = 0,030$		Гидрослюда, $d_{001} = 10,08$ Гидрохлорит, $d_{001} = 14,84$ в глицерине 16,0

Замещение серицитизированных плагиоклазов гидрослюдой характерно для коры выветривания габбро-диабазов. Мелкочешуйчатая буровато-желтая гидрослюда в свою очередь замещается монтмориллонитом.  $N_g^i = 1,570; N_p^i = 1,555; N_g^i - N_p^i = 0,015; d_{001} = 15,40.$

Псевдоморфозы гидрохлорита и монтмориллонита по плагиоклазам наблюдались в коре выветривания габбро-монцитов. Оба минера-

Характеристика профиля выветривания габбро-монцонитов

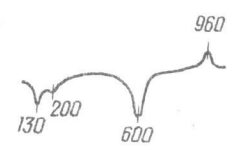

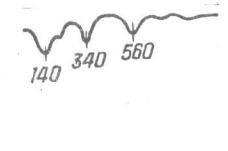
Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
I	Гетит-каолинистая (ярко-желтая пятнисто-бурая глина), 0,5 - 3	Каолинит  Гетит Примеси: монтмориллонит, в незначительных количествах гидрохлорит, гидрослюда
4	Каолинит-монтмориллонитовая (ярко-желто-зеленая, пятнисто-бурая, участками охристая глина), 2 - 6	Железистый монтмориллонит  Каолинит Примеси: гидрохлорит, гидробиотит (светло-желтый)
7	Гидрохлорит-монтмориллонитовая (зеленоватая-бурая, участками темно-бурая охристо-глинистая порода), 3 - 5	Железистый монтмориллонит (по пироксену)  Гетит Гидрохлорит (по пироксену и хлориту) Гидробиотит Монтмориллонит (по плагиоклазу)
10	Дезинтегрированного габбро-монцонита (желтовато-серого или зеленоватого-серого, трещиноватого), 0,3 - 1	Андезин (50%) Диаллаг Гиперстен Хлорит Серпентин Гидробиотит Гетит Сидерит по трещинам

ла мелкочешуйчаты. Для гидрохлорита характерна более зеленая окраска, слабый плеохроизм и более высокие показатели преломления:  $N_g' = 1,555$ ;  $N_p' = 1,546$ ;  $N_g' - N_p' = 0,009$ ;  $d_{001} = 13,48$ . Монтмориллонит почти бесцветный, слабо-желтоватый или зеленоватый:  $N_m = 1,542$ ;  $d_{001} = 14,84$ .

По авгиту габбро-диабазов развивается зеленый криптокристаллический глинистый агрегат, сохранивший форму зерен замещенного

Т а б л и ц а 17

Волинского габбро-анортозитового массива

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика $d_{001}$ основных минералов
$N_g' = 1,578$ , $N_p' = 1,562$ , $N_g' - N_p' = 0,016$		Каолинит, $d/n = 7,13$
$N_g' = 1,548$ , $N_p' = 1,531$ , $N_g' - N_p' = 0,017$		Монтмориллонит, $d_{001} = 14,84$ ; в глицерине $d_{001} = 17,36$
$N_g' = 1,582$ , $N_p' = 1,562$ , $N_g' - N_p' = 0,020$		Железистый монтмориллонит, $d_{001} = 14,0$ ; в глицерине $d_{001} = 17,5$ Гетит, $d/n = 4,16$ ; 2,676; 2,437; 2,18; 1,557 и др.
$N_m = 1,597$		
$N_m = 1,542$		

минерала. Как показали исследования, его можно отнести к гидрохлориту ( $N_m = 1,596 - 1,598$ ). Выше по разрезу данный гидрохлорит постепенно замещается железистым монтмориллонитом. При этом гидрохлорит обесцвечивается, показатель преломления понижается:  $N_g' = 1,554$ ;  $N_p' = 1,538$ ;  $N_g' - N_p' = 0,016$ .

При пересчете химического анализа железистого монтмориллонита (табл.18) на структурную формулу по методу И.Д.Борнеман-Ста-

Таблица 19  
Рентгенограммы ( $\text{\AA}$ ) ориентированных образцов элювия  
габбро-диабазы (скв.393)<sup>x</sup>

Обр.1.	гл.10,0 м	Обр.3.	гл.18,5 м	Обр.7.	гл.26,0 м
I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	15,52	9	15,40	6	14,84
2	10,08	10	9,95	9	10,08
4	7,18	2	7,13	9	7,28
3	5,14	1	4,86	2	4,97
3	4,42	7	4,42	5	4,47
5	4,26			2	4,26
1	3,99	2	4,18	2	4,08
1	3,80	1	3,72	1	3,73
2	3,58	3	3,53	1	3,54
3	3,34	8	3,31	8	3,37
2	3,26			5	3,22
2	3,021	1	2,954	1	2,954
		1	2,868		
2	2,557	5	2,545	4	2,581
2	2,421	3	2,437	1	2,459
1	2,192	3	2,154	1	2,229
1	2,138	2	2,114	3	2,14
1	2,02	3	1,992	4	1,988
		2	1,781	1	1,851
2	1,707			1	1,795
1	1,679	7	1,660	2	1,717
3	1,544	5	1,527	1	1,665
1	1,502	7	1,488	1	1,544
1	1,456			4	1,511
1	1,295			1	1,458
1	1,253			1	1,308
				1	1,257

Монтмориллонит, $d_{001} = 15,52$	Монтмориллонит, $d_{001} = 15,40$	Гидрохлорит, $d_{001} = 14,84$
Каолинит, $d/n = 7,18$	Гидрослюда, $d_{001} = 9,95$	Гидрослюда, $d_{001} = 10,08$
Каолинит, $d/n = 7,18$	Каолинит (следы), $d/n = 7,13$	

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

лучей слоями обоих типов - не набухающими ( $10 \text{\AA}$ , гидрослюда) и набухающими ( $12,4 \text{\AA}$ , монтмориллонит) (Уивер, 1962; Мак-Юан и др., 1965). Они показывают положение рефлексов, характерных для каждого отдельно взятого минерала с межплоскостным расстоянием, соответствующим базальным отражениям кратным  $10 \text{\AA}$  (гидрослюда) и  $15 \text{\AA}$  (монтмориллонит). Насыщение глицерином привело к изменению положения -  $15 \text{\AA}$  отражения в сторону малых углов с межплоскостным рас-

Таблица 20  
Рентгенограммы ( $\text{\AA}$ ) ориентированных образцов элювия  
габбро-монцонита (скв.868)

Обр.1	d/n	Обр.2	I	d/n	Обр.3					
					Природный столбик		Насыщен глицерином		Нагретый при $600^\circ\text{C}$	
				I	d/n	I	d/n	I	d/n	
		3		14,84	10	13,48	10	17,36		
		1		10,25	1	9,95	1	10,08	10	9,76
								8,84		
10	7,18	10		7,18	2	7,18	4	7,18		
5	4,39	6		4,41	2	4,48	2	4,46	1	4,48
4	4,14	8		4,14	6	4,14	2	4,18		
10	3,54	10		3,57			2	3,57	1	3,69
		1		3,34	5	3,32			1	3,30
					5	3,154			8	3,163
					1	2,906				
		1		2,676	3	2,670				
3	2,539	4		2,557						
3	2,476	4		2,427	5	2,432				
5	2,329	4		2,334						
3	2,282									
		0,5		2,231	2	2,236				
		1		2,175	2	2,162				
3	1,985	2		1,992						
					1	1,784				
3	1,658	2		1,709	5	1,707				
1	1,614									
1	1,535	1		1,548	2	1,552				
					2	1,502				
7	1,483	6		1,486						

Каолинит, $d/n = 7,18$	Монтмориллонит, $d_{001} = 14,84$	Монтмориллонит, $d_{001} = 13,48$
	Каолинит, $d/n = 7,18$	Гидрослюда (следы), $d_{001} = 9,95$
	Гидрослюда, (следы) $d_{001} = 10,25$	Каолинит (следы), $d/n = 7,18$
	Гетит $d/n = 4,14; 2,42;$ $1,70$ и т.д.	Гетит, $d/n = 4,14; 2,43$
		1,70 и т.д.

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

дифракционная картина олигонита и серия слабых базальных рефлексов с  $d = 3,63; 2,864; 2,172; 1,801; 1,545$  и  $1,227 \text{ \AA}$ , которые можно отнести за счет родохрозита.

Анализ процентных содержаний (табл.23 и 24) и абсолютных масс каждого элемента показал, что химическая зональность профиля выветривания непосредственно связана с минералогической зональностью и степенью выветрелости породы. Значительное содержание магния в исходной породе (см.табл.23), слабый дренаж и незначительное количество осадков позволили магнию и калию, при разложении первичных минералов, остаться в зоне. Слабый вынос натрия и кальция, а также высвобождаемый алюминий создали условия для образования гидрохлорита, слюд и монтмориллонита. Гидратация и выщелачивание биотита и хлорита привели к окислению закисного железа. В результате образуется пятнистоокрашенная выщелоченная глинистая порода. Выше по профилю усиливается вынос всех элементов. В каолиновой зоне натрия практически полностью вынесен. Несколько отстает в этом отношении кальций и магний, почти вдвое уменьшается содержание кремнезема и алюминия, несколько уменьшается - окисного железа. Большому содержанию  $CO_2$  и воды в каолиновой зоне (элювий габбро-диабазов) отвечает появление олигонита и родохрозита, с которыми связаны закисное железо и марганец, констатируемые в этой зоне.

Кора выветривания с промежуточной зоной гидрохлорит-гидрослюдистого состава

Примером кор выветривания данного типа могут служить коры лейкократового габбро (табл.25) и монцонитов (табл.26). В отличие от меланократового габбро- и габбро-монцонитов, богатых темноцветными минералами, где выветривание лейкократовой части приводит к образованию монтмориллонита, в лейкократовом габбро и монцонитах, бедных темноцветными минералами, по серицитизированным полевым шпатам образуются гидрослюда и каолинит. Встречающиеся в незначительных количествах темноцветные минералы замещаются гидрохлоритом и гидробиотитом. В очень незначительных количествах отмечается нонтронит, псевдоморфно замещающий оливин (элювий оливинового габбро) и монтмориллонит, образующийся по гидрохлорату (элювий монцонита). Минералы промежуточной зоны вверх по разрезу в свою очередь разлагаются с образованием каолинита и гетита. Для кор выветривания габбро и монцонитов характерна интенсивная наложенная карбонатизация.

Химический состав (вес.%) красноцветной коры выветривания габбро-диабазов \*

Компонент	Зона			
	дезинтегрированного габбро-диабаз	гидрохлорит-гидрослюдистая	гидрослюдисто-монтмориллонитовая	каолинит-монтмориллонитовая со сферолитами карбонатов
	Обр.9, гл. 29,0 м	Обр.8 гл.27,0 м	Обр.3, гл. 18 5 м	Обр. 1, гл. 10,5 м
$SiO_2$	44,94	42,39	43,00	40,88
$TiO_2$	2,88	2,88	2,88	2,17
$Al_2O_3$	15,03	15,57	15,51	12,44
$Fe_2O_3$	4,58	9,95	9,04	6,73
$FeO$	10,50	5,11	4,12	10,49
$MnO$	0,19	0,21	0,18	1,16
$MgO$	5,70	4,91	4,06	3,44
$CaO$	7,28	5,04	3,78	2,87
$Na_2O$	2,49	1,79	1,04	0,20
$K_2O$	1,87	2,54	3,51	3,22
$P_2O_5$	1,52	1,48	1,26	1,33
$SO_3$	0,20	0,20	0,10	0,04
$H_2O$	0,19	3,22	5,53	5,32
П.п.п.	2,41	4,95	5,43	6,62
$CO_2$	0,19	-	0,63	3,17
<b>Сумма</b>	<b>99,96</b>	<b>100,24</b>	<b>100,03</b>	<b>100,06</b>
$SiO_2 : Al_2O_3$	5,10	4,64	4,70	5,57
$Fe_2O_3 : FeO$	0,3	0,8	1,1	0,2
Об.в.в. г/см <sup>3</sup>	2,91	2,45	1,94	1,73
Пористость	1,02	16,3	-	44,1

\* Аналитик Р.Л.Левина (ИГН).

Охристо-каолиновая зона, достигающая 3 - 5 м мощности, ниже сменяется гидрохлорит-гидрослюдистой и еще ниже выщелоченной, интенсивно карбонатизированной породой.

Выщелоченные карбонатизированные монцониты и лейкократовое габбро более светлые, чем исходные, зеленовато-серые или буровато-зеленые плотные породы, сохранившие структуру и текстуру субстрата. Для них характерно слабое ожелез-



Т а б л и ц а 24

Химический состав (вес.%) красноцветной каолиновой коры выветривания габбро-монцонитов\*

Компонент	Зона			
	дезинтегрирован- ного габбро- монцонита	гидрохлорит- монтморилло- нитовая	каолинит- монтмо- рилло- нитовая	гетит-као- литовая
	Обр.10, гл.13,8 м	Обр.7 гл.9,4 м	Обр.4, гл.5,0 м	Обр.1, гл.3,3 м
SiO <sub>2</sub>	47,86	64,49	55,03	44,18
TiO <sub>2</sub>	1,96	0,49	1,10	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,21	14,97	19,57	24,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	4,39	6,79	8,62
FeO	12,52	1,03	0,72	0,14
MnO	0,17	0,03	0,09	0,04
MgO	4,18	0,81	0,29	0,72
CaO	8,58	2,03	0,77	1,19
Na <sub>2</sub> O	3,9	4,86	0,62	0,20
K <sub>2</sub> O	2,17	3,43	2,33	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,12	0,51	0,10	0,13
SO <sub>3</sub>	0,8	0,42	0,39	0,13
H <sub>2</sub> O	0,13	1,06	4,83	9,24
П.п.п.	0,59	1,73	5,10	9,58
CO <sub>2</sub>	0,72	0,25	1,62	1,29
Сумма	100,48	100,50	99,84	100,15
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,74	7,3	4,74	3,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	0,06	1,85	4,3	0,54
об.ввс г/см <sup>3</sup>	2,92	2,08	1,45	1,80
Пористость	1,52	20,76	46,69	33,09

\* Аналитик Р.Л.Левина ИГН.

венце и прожилки карбонатов, секущих породу в разных направлениях. Гипергенные минералы представлены карбонатом, гидрохлоритом, гидробиотитом, гидрослюда и нонtronитом.

Карбонат представлен сидеритом, разъедающим зерна биотита, пироксена и плагиоклазов. Наблюдается в виде мелких зерен и скрытокристаллических выделений по периферии зерен и трещинам спайности, а также вместе с гетитом выполняет петли в серпентинизированном оливине или образует прожилки (до 1-2 мм); светло-желтый,  $n_o = 1,878$ ;  $n_e = 1,634$ .

Полевые шпаты не испытывают здесь каких-либо заметных из-

менений, за исключением побурения и незначительной дезинтеграции. Олигоклаз иногда серицитизирован и карбонатизирован, лабрадор свежий. В то же время оливин почти полностью замещен идингситом или серпентином, которые в свою очередь замещаются гидрохлоритом и нонtronитом либо гетитом и сидеритом. Пироксены хлоритизированы, биотит гидратирован, нередко расщеплен на отдельные волокна, промежутки между которыми заполнены сидеритом.

Гидрохлорит - гидрослюда зона представлена структурным глинистым элювием буровато-серого или серовато-зеленого цвета, сохранившим структуру и текстуру материнских пород. По пироксенам и хлориту образуется длинночешуйчатый гидрохлорит, по биотиту - гидробиотит, по плагиоклазам - гидрослюда. Гидрохлорит, в отличие от неизмененного хлорита, светлый, желтовато-зеленый, слабо плеохроичный, имеет высокое двупреломление:  $Nm = 1,598-1,608$ ;  $Ng' - Np' = 0,014 - 0,016$ . По мере выветривания длинночешуйчатый гидрохлорит светлеет, становится почти бесцветным и постепенно замещается тонкочешуйчатым или дисперсным каолинитом. Понижается как показатель преломления, так и двупреломления:  $Nm = 1,576$ ;  $Ng' - Np' = 0,009 - 0,010$ . Рентгенограмма глинистой фракции (менее 0,001 мм) элювия лейкократового габбро приведена в табл.27. В элювии монцонитов отмечается образование монтмориллонита по гидрохлориту. Монтмориллонит мелкочешуйчатый, светло-зеленый до бесцветного, не плеохроичный, с высоким двупреломлением и низким показателем преломления:  $Nm = 1,535 - 1,538$ . Гидробиотит (табл.28) в этой зоне светлеет и постепенно переходит в каолинит. Гидрослюда (иллит) мелкочешуйчатая, светлая, буровато-желтая, слабо плеохроичная, образуется по серицитизированным плагиоклазам (см. табл.27) и калиевым полевым шпатам в коре выветривания монцонитов:  $Ng' = 1,578 - 1,580$ ;  $Np' = 1,564 - 1,568$ ;  $Ng' - Np' = 0,012 - 0,014$ . Рентгенограмма глинистой фракции (менее 0,001 мм) элювия монцонита приведена в табл.29.

Каолинит двух видов: мелкочешуйчатый, образующийся по гидрослуде, гидрохлориту и монтмориллониту и крупночешуйчатый - по гидробиотиту, сохраняя его форму, штриховку и точечные включения рудных минералов.

Охристо-каолиновая зона представлена глинистой породой белого, голубовато-серого, пятнисто-желтоватобурого цвета, сохранившей структуру материнских пород, хотя нередко плохо различаемой невооруженным глазом в верхней части зоны. В последнем случае отмечается ожелезнение и бурая, буровато-

Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав минералов
1	Гетит-каолинистая (голубовато-серая, пятнисто-бурая глина), 3 - 5	Каолинит Гетит Примесь сидерита
2	Гидрохлорит, гидрослюда-каолинистая (пятнисто-зеленовато-серая, буровато-желтая глинистая порода), 7 - 10	Каолинит Гидрохлорит Гидрослюда Сидерит
3	Гидрослюдистая (пятнисто-буровато-серая, мелкозернистая глинистая порода, интенсивно карбонатизированная), 0,5 - 1,0	Гидрослюда Гидрохлорит Сидерит Незначительная примесь каолинита
5	Дезинтегрированного оливинового габбро, мелкозернистого, буровато-зеленого, карбонатизированного	Пироксен Оливин Биотит Андезин Хлорит Серицит Карбонаты, гетит, гидробиотит, гидрохлорит, нонтронит

серая окраска. Большой частью верхи зоны размыты и охристый горизонт не наблюдается. Под микроскопом порода состоит почти из чистого каолинита и гетита, лишь в нижней части зоны в очень незначительных количествах отмечаются гидрослюда и гидрохлорит, иногда реликты калпевых полевых шпатов, кварца и, очень редко, плагиоклазов; в верхней части концентрические стяжения сидерита.

Процесс каолинизации осуществляется непосредственным замещением гидрослюда, гидрохлорита, монтмориллонита и других минера-

тового габбро Волынского габбро-анортозитового массива

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика /Å/ основных минералов
$N_g' = 1,562$ , $N_p' = 1,558$ $N_g - N_p' = 0,005$		Каолинит, $d/n = 7,18$
$N_m = 1,576$		Гидрохлорит, $d_{001} = 14,22$ Гидрослюда, $d_{001} = 9,41$ Каолинит, $d/n = 7,13$
$N_g' = 1,580$ ; $N_p' = 1,568$ ; $N_g - N_p' = 0,012$ $N_m = 1,598$		Гидрослюда, $d_{001} = 10,15$
		Сидерит, $d/n = 2,786$ ; $1,727$ ; $1,352$ ; $1,198$ и др.

лов каолинитом с попутным выделением гетитового пигмента и сохранением структуры замещенных агрегатов. Под микроскопом видно, как гидробиотит, иллит и гидрохлорит постепенно осветляется, утрачивают свойственную им зеленоватую или желтоватую окраску и яркие цвета интерференции и приобретают оптические свойства, характерные для каолинита. Каолинит микрочешуйчатый до тонкодисперсного, бесцветный или желтоватый:  $N_g' = 1,562-1,568$ ;  $N_p' = 1,557-1,563$ ;  $N_g' - N_p' = 0,005$ ,  $d/n = 7,18$ ;  $3,57$ ;  $1,48$ .

Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
1	Каолинитовая (белая, пятнисто-желтоватая глина), 0,5 - 3	Каолинит  Гетит Сидерит
2	Гидрохлорит-гидрослюдасто-каолинитовая желтовато	Каолинит
3	или серовато-зеленая глинистая порода), 5 - 10	Гидрослюда (по серицитизированным плагиоклазам) Гидрослюда (по серициту калишпатов) Гидрохлорит (по пироксену)
4		Гетит Примесь: гидробиотит монтмориллонит (по гидрохлориту) сидерит
5	Дезинтегрированного монцонита, зеленовато или желтовато-серого с прожилками карбонатов и гидроксидов железа, 0,3-1	Андезин Ортоклаз Диаллаз Гиперстен Примесь: биотит хлорит гиддингсит гидрослюда гетит сидерит

нитов Волынского габбро-анортозитового массива

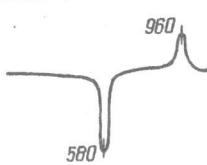
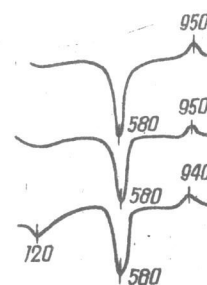
Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика (Å) основных минералов
$N_{g'} = 1,568,$ $N_{p'} = 1,563,$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,005$		Каолинит $d/n = 7,18$
$N_{g'} = 1,578,$ $N_{p'} = 1,564,$ $N_{g'} - N_{p'} = 0,014$		Каолинит/ $d/n = 7,18$  Гидрослюда $d_{001} = 10,08$  Гидрохлорит, $d_{001} = 13,84$
$N_m = 1,608$		

Таблица 27

Рентгенограммы (Å) ориентированных образцов элювия лейкократового габбро (скв.748)\*

Обр.2, гл.12,0 м		Обр.4, гл.16,0 м		Обр.7, гл.31,0 м	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
		5	14,22		
		4	9,41	10	10,15
10	7,18	10	7,13	2	8,41
		3	4,37	1	7,13
				3	4,02
				4	3,72
10	3,57	10	3,57	3	3,58
1	3,32	4	3,30	10	3,32
		4	3,118	10	3,07
				10	2,779
6	2,551				
				2	2,510
4	2,487				
5	2,379	6	2,379		
6	2,334			5	2,334
				7	2,122
2	1,938	2	1,988	1	2,002
				5	1,954
3	1,781	3	1,779	1	1,790
				9	1,727
4	1,660	5	1,660		
		2	1,533	2	1,533
				4	1,500
7	1,484	6	1,483		
				4	1,423
				4	1,349

Каолинит,  $d/n=7,18$ 

Гидрохлорит,

 $d_{001} = 14,22$ Иллит,  $d_{001} = 9,41$ 

Каолинит,

 $d/n = 7,13$ Иллит,  $d_{001} = 10,15$ Сидерит,  $d/n = 2,779$ Каолинит,  $d/n = 7,13$ 

(следы)

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

Гетит образует бобовины, линзовидные выделения, прожилки, реже наблюдаются охристые глины. Под микроскопом структура гетита скрытокристаллическая, текстура массивная или колломорфная. Кривые нагревания характеризуются резким эндотермическим эффектом при 320 - 380°C,  $d/n = 4,16$  (10); 2,676 (6); 2,437 (7); 1,712 (7) Å и др.

Таблица 28

Рентгенограммы /Å/ гидробиотита и иллита из промежуточной зоны красноцветной каолиновой коры выветривания лейкократового габбро (скв. 1015)\*

№	Гидробиотит		Иллит		№	Гидробиотит		Иллит	
	Обр.8	Обр.2	Обр.8	Обр.2		Обр.8	Обр.2	Обр.8	Обр.2
п.п.	I	d/n	I	d/n	п.п.	I	d/n	I	d/n
1	10	10,35	10	10,25	13	1	2,234	2	2,251
2			6	4,98	14	3	2,183		
3	4	4,60	8	4,48	15	3	2,130	2	2,145
4	1	4,17			16	3	2,002	5	2,004
5			6	3,64	17	1	1,792	6	1,99
6	8	3,36	8	3,33	18			4	1,654
7			2	3,104	19	7	1,526	2	1,540
8			4	2,914	20	1	1,502	6	1,50
9	6	2,637	3	2,651	21			1	1,435
10			8	2,543	22			1	1,400
11	4	2,443	6	2,470	23	2	1,375	2	1,346
12			4	2,389					

Гидробиотит темно-бурный, резко плеохроичный:

 $Ng' = 1,586,$  $Np' = 1,558,$  $Ng^L - Np^L = 0,028$ 

Иллит по плагиоклазу, светло-желтый, мелкочешуйчатый:

 $Ng' = 1,582,$  $Np' = 1,561,$  $Ng^L - Np^L = 0,021$ 

\* Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

Степень обожренности конечных продуктов выветривания определяется содержанием железа в минералах гидрохлорит-гидрослюдистой зоны. Гидробиотит, гидрослюда и гидрохлорит в процессе каолинизации разлагаются с образованием каолинита и свободных окислов железа в виде гетита, а нонтронит - одних окислов железа. Большую роль играет также степень вторичного обеления. При этом гетитовый пигмент совсем выносится из породы или стягивается в прожилки, гнезда либо почковидные стяжения.

В химическом отношении для красноцветной каолиновой коры выветривания с промежуточной зоной гидрохлорит-гидрослюдистого состава (табл.30 и 31) характерен значительный вынос кремнезема, уменьшение содержания двухвалентного железа и увеличение трехва-

Рентгенограммы (А) ориентированных образцов элювия  
мондонита (скв. 386)\*

Обр. 1, гл. 20,0 м		Обр. 4, гл. 22,7 м		Обр. 9, гл. 27,0 м	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
		6	13,84	6	10,08
10	7,18	10	7,18	10	7,18
		8	4,42	8	4,41
7	4,39				
7	4,16	6	4,14	6	4,14
2	3,85	1	3,83		
10	3,57	10	3,56	10	3,57
				2	3,31
1	2,744				
5	2,551	5	2,557	5	2,545
	2,487	5	2,487	5	2,487
7	2,334	7	2,339	5	2,339
4	2,282	4	2,286	2	2,282
3	1,985	2	1,988	1	1,981
1	1,834			1	1,834
1	1,781	1	1,781		
5	1,658	4	1,660	3	1,658
2	1,614			2	1,612
2	1,538	1	1,535		
7	1,484	6	1,484	5	1,483

Каолинит,  $d/n=7,18$     Гидрохлорит  $d_{001}=13,84$     Гидрослюда,  $d_{001}=10,08$   
 Каолинит,  $d/n=7,18$     Каолинит,  $d/n=7,18$

\* Аналитик М.Я. Гамарник (ИГН).

лентного, а также накопление алюминия. Отношение  $SiO_2 : Al_2O_3$  достигает значений 1,96-2,1. Щелочи и щелочные земли в каолиновой зоне практически вынесены полностью.

#### Белоцветные каолиновые коры выветривания

К таким корам отнесены обеленные коры выветривания основных пород, а также коры с первичной белоцветной каолиновой зоной щелочных и кислых пород. От красноцветных белоцветные коры отличаются лишь отсутствием гетита в верхнем каолиновом горизонте. Минеральный состав зон тот же, поэтому их характеристика здесь не приводит-

Химический состав (вес.%) коры выветривания оливина  
нового габбро\*

Компонент	Зона			
	Дезинтегрированное оливина нового габбро карбонатизированного	Гидрослюда, интенсивно карбонатизированная	Гидрохлорит-гидрослюдисто-каолининовая	Гетит-каолининовая
	Обр. 8, гл. 20,5 м	Обр. 6, гл. 18,5 м	Обр. 4, гл. 14,2 м	Обр. 1, гл. 5,5 м
$SiO_2$	42,88	29,94	32,67	28,96
$TiO_2$	4,05	5,57	6,10	10,00
$Al_2O_3$	14,00	16,84	15,86	25,19
$Fe_2O_3$	4,26	5,09	6,61	2,55
$FeO$	16,30	17,72	15,45	8,50
$MnO$	0,31	0,31	0,27	0,10
$MgO$	3,64	0,69	0,96	0,40
$CaO$	9,24	6,72	7,49	6,72
$Na_2O$	2,82	2,07	2,58	0,13
$K_2O$	1,00	0,92	0,97	
$P_2O_5$	0,67	1,53	1,59	3,69
$SO_3$	0,09	0,16	0,20	0,89
$H_2O$	0,05	0,52	0,55	2,05
п.п.п.	0,37	2,95	1,73	9,30
$CO_2$	0,56	8,37	6,37	1,19
	0,26	0,43	0,42	0,44
Сумма	100,37	99,62	99,61	99,89
$SiO_2 : Al_2O_3$	5,2	3,0	3,5	1,96
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	3,08	1,79	1,83	1,79
Пористость	1,2	41,8	41,1	38,2

\* Аналитик А.В. Служенко (ИГН).

ся. Низы каолининовой зоны нередко сохраняют еще красную или пеструю пятнистую окраску. Обеление происходит тем быстрее, чем беднее железом были материнские породы (Гинзбург и Писемский, 1962; Разумова, 1967), для которых характерно наличие сферолитов и прожилков сидерита, реже кварца.

Т а б л и ц а 31

Химический состав (вес.%) коры выветривания монцонитов\*

Компонент	Зона				
	дезинтегрированного монцонита	гидрохлорит-гидрослюдисто-каолинистая			гетит-каолинистая
	Обр. 5 гл. 30,2 м	Обр. 4 гл. 27,9 м	Обр. 3, гл. 25,0 м	Обр. 2 гл. 22,9 м	Обр. 1, гл. 18,8 м
SiO <sub>2</sub>	49,62	53,05	46,06	43,65	40,54
TiO <sub>2</sub>	2,67	1,21	2,88	2,97	6,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,04	23,85	23,36	27,53	31,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	2,02	3,99	3,48	2,26
FeO	10,50	2,70	4,54	3,19	4,12
MnO	0,17	0,07	0,08	0,08	0,11
MgO	5,59	0,93	1,60	1,28	0,43
CaO	6,86	7,14	1,82	0,98	0,42
Na <sub>2</sub> O	3,51	4,73	1,02	0,38	0,23
K <sub>2</sub> O	0,99	1,52	2,12	2,16	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,20	0,23	0,44	0,03
SO <sub>3</sub>	0,10	0,15	0,14	0,14	0,21
H <sub>2</sub> O	0,20	0,49	4,11	3,86	1,66
П.п.п.	0,41	0,91	7,16	9,25	11,76
CO <sub>2</sub>	0,32	0,91	1,05	0,88	0,70
Сумма	99,76	99,88	100,16	100,22	100,23
SiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,9	3,8	3,4	2,7	2,1
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,89	2,54	1,52	1,28	1,53
Пористость	2,3	6,4	46,6		48,1

\* Аналитик А.В.Служенко (ИГН).

Среди кор выветривания с первичной белоцветной каолиновой зоной выделяются: 1) белоцветная каолиновая с промежуточной монтмориллонит-гидрослюдистой зоной и верхней каолининовой; 2) белоцветная каолиновая с промежуточной каолинино-галлуазитовой либо гидрослюдисто-каолининовой и верхней каолининовой зоной или без промежуточной зоны, где верхняя каолининовая зона лежит непосредственно на дезинтегрированной и выщелоченной породе.

## Кора выветривания с промежуточной зоной монтмориллонит-гидрослюдистого состава

Эта кора развита на щелочных кварцевых (табл.32) и кварц-эгириновых сиенитах.

В зависимости от минералогического состава материнской породы меняется состав, структура и текстура элювия, но общая зональность профиля сохраняется. В основании разреза залегают слабо измененные, дезинтегрированные породы, вверх по разрезу сменяющиеся глинистыми продуктами гидрослюдистого, а затем монтмориллонитового состава. Верхнюю зону составляют белые каолины. Мощность коры выветривания - от нескольких метров до 20 м и более.

Зона слабо измененных пород представлена розовой трещиноватой, но массивной и относительно крепкой породой. Трещинки заполнены бурными гидроокислами железа и марганца, наблюдаемыми в виде тончайших пленок, дендритов и мелких скоплений.

Микроклина пелитизированный, мутный, бурый. Плаггиоклазы свежие, реже серицитизированные или эпидотизированные. Темноцветные гидратированы. Лейсты биотита расщеплены, резко плеохроируют в бурых тонах. Эгирия зеленый, голубовато-зеленый, хлоритизированный. Плеохроирует с изменением интенсивности окраски. Замещается гидрохлоритом совместно с буровато-желтой мелкочешуичатой гидрослюдой.

Уже в этой зоне глинистая фракция менее 0,01 мм составляет от 14 до 18% всей породы. Дифференциальные кривые нагревания (см. табл. 32) характеризуются наличием двух небольших эндотермических пиков при температуре 90 и 540°, характерных для гидрослуд. Рентгеноструктурный и электронномикроскопический анализы помимо гидрослуды (иллита) установили наличие незначительной примеси каолинита и гематита.

Переход к вышележащей зоне очень постепенный и сопровождается осветлением окраски и увеличением степени разложения породы. В отличие от ранее рассмотренных профилей в ней большее содержание калиевых полевых шпатов (85-90%), наиболее устойчивых к процессам выветривания; разложение породы протекает очень медленно, и лишь в верхней части промежуточной зоны порода приобретает глинистый облик. Глинистая фракция менее 0,01 мм составляет от 20% в нижней части зоны до 60% всей массы породы в верхней части гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоны.

Характеристика профиля выветривания щелоч

Обра- зец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
1	Каолинитовая (белая глина, реже с желтоватыми пятнами гидроокислов железа), 4-9	Каолинит Кварц, иногда реликты калиевых полевых шпатов
3	Монтмориллонит-каолини- товая (светлая серовато- желтая, грубопесчаная порода), 3-6	Каолинит Монтмориллонит Кварц Незначительная примесь: гидрослюда, гидрохлорит, микроклин
5	Каолинит-гидрослюдистая (светло-розовая, интен- сивно трещиноватая, поро- да с мелкими сферолитами сидерита), 5 - 8	Каолинит Гидрослюда (по микроклину), гидробиотит, гидрохлорит, монтмориллонит, микроклин, кварц, сидерит
7	Дезинтегрированного щелочного кварцевого сиенита (розового, по тре- щинам гидроокислы железа), 5-11	Альбитизированны микро- клин (80 - 85%) Эгирия, щелочной амфибол, гидробиотит, кварц (5-8%), хлорит, серицит, эпидот, гидрослю- да, гидрохлорит, гематит

ных кварцевых сиенитов Коростенского плутона

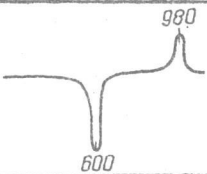
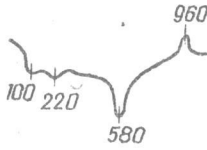


Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика /Å/ основных минералов
$N_g' = 1,570$ $N_g' - N_p' = 0,004$	$N_p' = 1,566$ 	Каолинит, $d/n = 7,13$
$N_g' = 1,558$ $N_g' - N_p' = 0,0015$	$N_p' = 1,543$ 	Каолинит $d/n = 7,18$ Монтмориллонит, $d_{001} = 15,06$
$N_g' = 1,575$ $N_g' - N_p' = 0,017$	$N_p' = 1,558$ 	Каолинит, $d/n = 7,18$ Монтмориллонит, $d_{001} = 12,49$ в глицерине $d_{001} = 17,66$
		

Таблица 33

Рентгенограмма /А/ гидрослюда из промежуточной зоны коры выветривания щелочного кварцевого сиенита (скв. 354)\*

№ п/п	Обр. 2А		№ п/п	Обр. 2А	
	I	d/n		I	d/n
1	8	10,09	15	2	1,855
2	8	7,22	16	2	1,790
3	5	5,08	17	5I	1,669
4	10	4,57	18	I	1,630
5	4	3,97	19	2	1,546
6	9I	3,61	20	6	1,501
7	I	3,40	21	I	1,464
8	2I	2,824	22	2I	1,372
9	6	2,580	23	2	1,340
10	6	2,519	24	2	1,311
11	7	2,361	25	4	1,283
12	3	2,316	26	4I	1,238
13	1	2,217			
14	3	2,000			

Иллит однослойный,

$$d_{001} = 10,09,$$

$$Ng' = 1,575$$

$$Np' = 1,558,$$

$$Ng' - Np' = 0,017$$

Каолинит,  
d/n = 7,22  
(примесь)

\*Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

Гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона представлена грубопесчанистой глинистой породой от светло-розового до серовато-желтого цвета, сохранившей первоначальную структуру субстрата.

В шлифах породы из нижней части зоны под микроскопом различаются не только каолинизированный, но и серицитизированный мик-

Таблица 34

Рентгенограммы (А) элювия (фр. < 0,001мм) верхней и промежуточной зон коры выветривания щелочных кварцевых сиенитов (скв. 534)\*

Обр.1, гл.16,0 м		Обр.3, гл.20,0м		Обр.4, гл.28,5м		Обр.6, гл.33,5м	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
		6	15,06	6	13,84	10	12,49
10	7,13	10	7,18	10	7,18	10	7,18
I	4,33	2	4,41	4	4,41	6	4,42
			4,33			4	4,18
10	3,56	10	3,57	10	3,57	9	4,09
				3	3,36	4	3,57
				4	3,21	8	3,34
		2	2,551	4	2,551	1	3,19
5	2,374	5	2,379	4	2,385		2,545
2	2,329	2	2,334	4	2,334		
+I	2,282						
5	1,981	3	1,985	4	1,995	2	1,985
4	1,781	3	1,781	3	1,790		
5	1,655	4	1,658	4	1,663	2	1,660
3	1,614	I	1,614				
2	1,577						
3	1,533	2	1,535				
3	1,481	4	1,483	3	1,486	6	1,496

Каолинит, d/n = 7,13 Ng' = 1,570 Np' = 1,566, Ng' - Np' = 0,004	Каолинит, d/n = 7,18 Монтмориллонит, d <sub>001</sub> = 15,06 Ng' = 1,558, Np' = 1,543, Ng' - Np' = 0,015	Каолинит, d/n = 7,18 Монтмориллонит, d <sub>001</sub> = 13,84	Монтмориллонит, d <sub>001</sub> = 12,49; Каолинит, d/n = 7,18 в глицерине: d <sub>001</sub> = 17,66
---	---	--	---

\*Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

роглин, сохранивший слик своих кристаллов, микролин-пертит, зерна кварца, псевдоморфозы хлорита по эгирину и крупночешуйчатая серовато-зеленая гидрослюда по биотиту с включениями мелких сферолитов сидерита (см. фото II). Плагиоклазов очень мало и сохранились они в виде мелких реликтовых зерен. В незначительных количествах отмечаются сфен, апатит и рудный минерал. Выше по разрезу появляются псевдоморфозы гидрослюда по микролину и монтмориллонита по хлоритизированному эгирину. Изучение глинистой фракции



элювия щелочного кварцевого сланита оптическим, термическим, рентгеноструктурным и электронно-микроскопическим анализами показало, что во фракции 0,01–0,005 мм преобладают гидрослюда и гидрохлорит, а во фракции менее 0,005 мм – монтмориллонит и каолинит. Гидрослюда (иллит) мелкочешуйчатая, серовато-желтая, образует псевдоморфозы по серицитизированному микроклину и в свою очередь замещается тонкодисперсным каолинитом:  $N_{g'} = 1,575$ ;  $N_{p'} = 1,558$ ;  $N_{g'}/N_{p'} = 0,017$ . Рентгенограмма иллита приведена в табл.33. На рентгенограммах фракции менее 0,001 мм (табл.34) отмечается четкая дифракционная картина как монтмориллонита, так и каолинита. Обработка образцов глицерином при температуре 100°C вызвала на рентгенограммах резкий рефлекс от 17,6 до 18,4 Å. Под электронным микроскопом видны беспорядочные расплывчатые мельчайшие частички монтмориллонита и крупные, неправильной формы, реже гексагональные частички плохо окристаллизованного каолинита. Реже наблюдаются единичные длинные трубки галлуазита.

Монтмориллонит мелкочешуйчатый, слабо-зеленоватый до бесцветного, псевдоморфно замещает хлорит по агирину.  $N_{g'} = 1,558$ ;  $N_{p'} = 1,543$ ;  $N_{g'}/N_{p'} = 0,015$ . Вверх по разрезу количество гидрослюда и монтмориллонита постепенно уменьшается и одновременно увеличивается содержание каолинита. В верхней части промежуточной зоны каолинит является главным породообразующим минералом, а сопутствующими – монтмориллонит, реже гидрослюда. В виде незначительной примеси отмечаются гидробиотит, гидрохлорит, циркон и рудные минералы. Из реликтовых породообразующих минералов встречаются калиевые полевые шпаты, реже биотит и хлорит. Гидроокислы железа наблюдаются в виде мельчайших точечных выделений, образующих местами небольшие скопления.

Изучение глинистой фракции (0,01–0,001 мм и менее) элювия верхней части зоны термическим, рентгеноструктурным и электронно-микроскопическим анализами показало, что главным минералом является каолинит, сопутствующим – монтмориллонит.

Каолинитовая зона представлена вязкой глиной, реже глинистой рыхлой породой белого или пятнисто-желтовато-белого цвета, состоящей из каолинита, среди которого невооруженным глазом различаются зернышки кварца, чешуйки белой слюды и мелкие скопления зерен ильменита. По расположению зерен кварца, их содержанию, по наличию контуров порфиroidных выделений полевых шпатов легко устанавливаются структура и состав материнской породы.

Микроскопические исследования показали, что порода состоит исключительно из каолинита. Лишь в виде незначительной примеси наблюдается кварц, иногда реликты микроклина, флюорит, циркон, анатит и ильменит.

Каолинит трех видов: мелкочешуйчатый до тонкодисперсного, псевдоморфно замещающий калиевые полевые шпаты и сохраняющий их форму; мелкочешуйчатый по монтмориллониту и крупночешуйчатый – вермикулитовидные агрегаты по биотиту. Бесцветный, лишь в отдельных участках пятнистый, желтоватый;  $N_{g'} = 1,570$ ;  $N_{p'} = 1,566$ ;  $N_{g'}/N_{p'} = 0,004$ . Дифференциальные кривые нагревания характеризуются одним эндотермическим эффектом при температуре 590 – 600° и экзотермическим – при 980°C. На рентгенограммах (см. табл.34) отмечается четкая дифракционная картина только каолинита. Под электронным микроскопом видны хорошо ограниченные шестиугольные чешуйки, нередко удлиненные в одном направлении, характерные для хорошо окристаллизованного каолинита.

В химическом отношении для первичной белочетной каолиновой коры выветривания (табл.35) характерен значительный вынос кремнезема (55%) и окисного железа, практически полный вынос щелочей и щелочных земель. В то же время происходит накопление алюминия (до 25%). Наступает полное равновесие, т.е. образование конечного продукта выветривания – каолинита. Отношение  $SiO_2$  к  $Al_2O_3$  снижается до 2,3.

#### Кора выветривания с промежуточной каолинит-галлуазитовой зоной

Эта кора развита на биотит-пироксен-амфиболовых (табл.36) и биотит-амфиболовых (табл.37) гранитах. Переходная зона гидрослюдисто-каолинитового состава характерна для биотитовых гранитов (табл.38). На лейкократовых гранитах и пегматитах (табл. 39 и 40) переходная зона не получила должного развития и каолинитовая зона образуется непосредственно по слабо измененным породам.

Выветривание как гранитов, так и пегматитов начинается с образования секущих прожилков кальцита, заполнения трещинок гидроокислами железа и марганца. Одновременно отмечается начальная каолинизация калишпатов, особенно порфиroidных выделений (в элювии гранитов), гидрослюдизация серицитизированных плагиоклазов, гидрохло-

Т а б л и ц а 35

Химический состав (вес.%) белоцветной коры выветривания  
щелочного кварцевого сиенита\*

Компо- нент	Зона			
	дезинтегрирован- ного щелочного кварцевого сиенита	каолинит-гидро- слюдистая со сферолитами си- дерита	монтморил- лонит- каолинита- вая	каолини- товая
	Обр.7, гл.41,8 м	Обр.5, гл.32,0 м	Обр.3, гл.20 м	Обр.1, гл.16,0 м
SiO <sub>2</sub>	66,03	66,44	56,42	49,48
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,45	0,91	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,50	20,56	28,14	35,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,99	0,64	0,51	0,44
FeO	0,36	0,14	0,07	0,14
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,18	0,18	0,14	0,12
CaO	0,28	0,21	0,14	0,14
Na <sub>2</sub> O	5,83	3,32	0,22	0,15
K <sub>2</sub> O	5,32	5,15	5,96	1,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,16	0,16
SO <sub>3</sub>	0,07	0,10	0,10	0,06
H <sub>2</sub> O	0,20	0,41	0,73	0,40
п.п.п.	0,36	2,07	6,73	11,22
CO <sub>2</sub>	0,25	0,14	0,18	0,21
Сумма	100,04	99,95	100,42	100,26
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,39	5,47	3,4	2,3
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,45	2,22	1,37	1,49
Пористость	6,48	15,26	46,9	41,56

\* Аналитик А.А.Стеценко (ИГН).

ритизация и карбонатизация пироксена и роговой обманки, а также гидратация и расщепление на отдельные волокна биотита.

Дезинтегрированные и выщелоченные граниты и пегматиты являются переходной зоной от слабо измененных пород к существенно каолиновым продуктам выветривания. Это светлые желтовато-розовые породы, трещиноватые, легко разбивающиеся на мелкие обломки, в верхней части нередко переходящие в каолинизованную дресву. Верхняя граница

зоны достаточно четкая, а при наличии дресвы - резкая. В биотитовых гранитах отмечается значительное содержание гидроокислов железа, окрашивающих их в красноватые и бурные тона. В этой зоне усиливается каолинизация калиевых полевых шпатов, замещение серицитизированных плагиоклазов желтовато-зеленой гидрослюдой (см. фото 12), гидрохлоритизация роговой обманки и пироксенов, гидратация биотита. Уже здесь гидрохлорит замещается галлуазитом. Кварц остается почти без изменений и лишь в отдельных участках его зерна корродированы по краям.

Глинистая фракция (менее 0,01 мм) составляет около 25% всей массы породы. Кривые нагревания глинистой фракции менее 0,001 мм всех разновидностей как гранитов, так и пегматитов характеризуются наличием типичных для каолинита термических эффектов - интенсивного эндотермического с максимумом при температуре 590-600° и небольшого экзотермического - при 950-1000°C. Низкотемпературные эндотермические эффекты при температуре 100-180°C принадлежат, как было уточнено рентгеноструктурными и электронномикроскопическими анализами, гидрослуде (пегматиты и биотитовый гранит) или галлуазиту (биотит-амфиболовый и биотит-пироксен-амфиболовый гранит). На рентгенограммах этих же фракций (табл.41, обр.7) отмечается четкая дифракционная картина каолинита, слабые линии гетита и серия базальных рефлексов с  $d = 14,03; 10,08; 4,97; 4,42; 4,21; 3,35; 2,56; 2,14; 1,53; 1,498 \text{ \AA}$ , которые можно отнести за счет иллита и гидробиотита, базальные рефлексы 7,47; 4,44; 3,62; 2,33; 1,68; 1,635  $\text{\AA}$  и др. (см. табл.41, обр.7А) принадлежат галлуазиту. Под электронным микроскопом помимо частичек каолинита отмечаются чешуйки иллита и трубки галлуазита или каолинита и гидробиотита.

Содержание примесей (гидрослуда, гидрохлорит, галлуазит) находится в прямой зависимости от содержания темноцветных минералов в исходной породе. Глинистая фракция элювия пегматитов аплитовидных и биотитовых гранитов с незначительным содержанием биотита характеризуется чисто каолиновым составом.

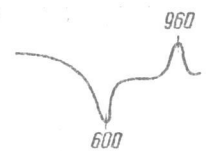



Так как гидрослуда (иллит) образуется только по серицитизированным плагиоклазам, содержание которых в гранитах и пегматитах не превышает 8-10%, а по калиевым полевым шпатам непосредственно образуется каолинит, классическая переходная гидрослюдистая зона (Петров, 1948; Гинзбург, 1955 и др.) не получила должного развития и каолининовая зона с незначительной примесью гидрослуд (биотитовых гранитов, пегматитов) или галлуазита (биотит-амфиболо-

Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
I	Каолинитовая, (белая, пятнисто-желтоватая глина), 5-10	Каолинит Незначительная примесь галлуазита, гидрохлорита, гидрослюда, иногда микроклина Лейкоксен
4	Каолинит-галлуазитовая (желтовато, розовая, пятнисто-желтовато-зеленая, пестрая, песчано-глинистая порода с гнездами выщелоченных темноцветных), 3-15	Галлуазит (по гидрохлориту) Каолинит (по микроклину) Кварц, реликты микроклина Примеси: гидрохлорит (по роговой обманке и пироксену) Гидрослюда  Гетит, сидерит, лейкоксен
9	Дезинтегрированного оvoidного биотит-пироксен-амфиболового гранита (красновато-бурого с гнездами оливково-зеленых гидратированных темноцветных минералов, интенсивно трещиноватого), 1-3	Микроклин Кварц Плагноклаз Роговая обманка Пироксен Биотит Гидробиотит Оливин (не всегда) Хлорит (по пироксену и роговой обманке) Гидрослюда (иллит) Галлуазит Карбонаты Гетит Лейкоксен

вых гранитов) развивается непосредственно по слабо измененным гранитам. Иная картина наблюдается при выветривании биотит-пироксен-амфиболовых гранитов, где процесс разложения темноцветных минералов значительно опережает выветривание полевых шпатов, особенно калиевых. Здесь содержание галлуазита преобладает над каолинитом.

Гидрослюдисто-каолинитовая или каолинит-галлуазитовая зона знаменует

сен-амфиболовых гранитов Коростенского плутона

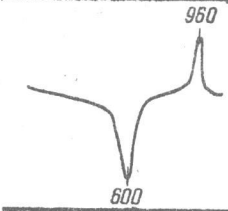
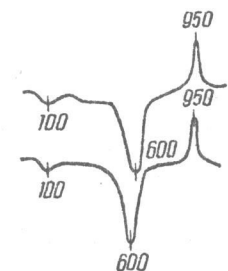
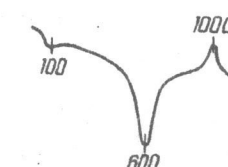
Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика (А) основных минералов
$N_g' = 1,568,$ $N_p' = 1,561,$ $N_g' - N_p' = 0,007$		Каолинит $d/n = 7,32;$ 3,61; 1,485
$N_m = 1,548$ $N_g' = 1,608,$ $N_p' = 1,536,$ $N_g' - N_p' = 0,012$		Галлуазит, $d/n = 7,47;$ 4,44; 3,62; 2,55; 2,338; 1,479
$N_g' = 1,570,$ $N_p' = 1,556$ $N_g' - N_p' = 0,014$		
		

собой наиболее интенсивную перестройку первоначального состава исходной породы и практически полную потерю ее связности. Интенсивность преобразования материала вверх по профилю в пределах зоны быстро возрастает. Порода рыхлая, рассыпчатая и неоднородная. Количество реликтов породообразующих минералов кверху постепенно уменьшается и составляет здесь не более 10-15% всей массы породы. Окраска светлая, желтоватая или розоватая, пестрая, часто сменяющаяся как в вертикальном, так и горизонтальном направле-

Характеристика профиля выветривания биотит-

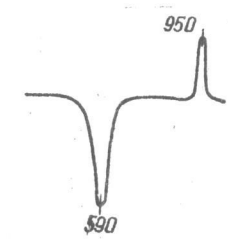
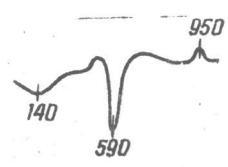
Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
1	Каолинитовая (белая, серовато-белая, иногда пятнисто-желтоватая, глина), 5,0-11,0	Каолинит Кварц Ниже незначительная примесь микроклина, галлуазита, гидророхлорита и гидрослюда Лейкоксен
3	Галлуазит-каолинитовая, (розовато-желтая песчано-глинистая порода с гнездами выщелоченных темноцветных), 5,0 - 20,0 и более	Каолинит (по микроклину) Кварц Галлуазит (по микроклину) Гидрослюда (по серицитизированным плагиоклазам) Микроклин Гетит Сидерит Лейкоксен
5	Дезинтегрированного рапакивидного биотит-роговообманкового гранита (буровато-желтого, с гнездами грязно-зеленых гидратированных темноцветных. Интенсивно трещиноватый, по трещинам гидроокислы железа, 2-3,0	Микроклин Кварц Плагиоклаз Роговая обманка Биотит Гидробиотит Хлорит Гидрохлорит (по роговой обманке) Гидрослюда (по серицитизированному плагиоклазу) Каолинит (по микроклину) Карбонаты Лейкоксен

амфиболовых рапакивидных гранитов Коростенского плутона

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика (A) основных минералов
$N_g' = 1,571$ , $N_p' = 1,568$ , $N_g' - N_p' = 0,003$		Каолинит $d/n = 7,16$ , 3,60; 1,493
$N_m = 1,550 - 1,552$		Каолинит $d/n = 7,16$ , 3,60; 1,494 Гидрослюда (по биотиту), $d_{001} = 10,15$
		

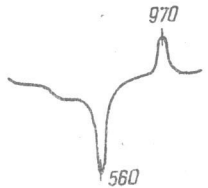
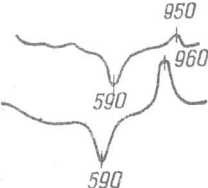
Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
3	Каолинитовая (белая, иногда пятнисто-желтоватая глина), 0,5-1 до 10	Каолинит Кварц В низах зоны незначительная примесь гидрослюда и реликты микроклина Лейкоксен
8	Гидрослюдисто-каолинитовая (красновато-бурая песчанистая порода), 4-5 до 20	Каолинит (по микроклину) Гидрослюда Гидрослюда (иллит по серицитизированному плагиоклазу) Кварц, реликты микроклина, лейкоксен
11	Дезинтегрированного мелкозернистого биотитового гранита (буровато-красного, интенсивно трещиноватого), 0-2 до 10 и более	Микроклин Кварц Плагиоклаз Биотит Гидробиотит Каолинит (по микроклину) Лейкоксен Гетит

биотитового гранита Коростенского плутона

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика /А/ основных минералов
$N_g' = 1,572$ , $N_p' = 1,565$ , $N_g' - N_p' = 0,007$		Каолинит, $d/n = 7,13$
$N_g' = 1,660$ , $N_p' = 1,632$ , $N_g' - N_p' = 0,028$		Каолинит, $d/n = 7,15$ Гидрослюда, $d_{001} = 10,08$

Образец	Зона профиля и ее мощность	Минеральный состав
3	Каолинитовая (белая глина), 0,5 - 2,0	Каолинит Лейкоксен Рутил
5	Каолинитовая (светло-серая до белой, реже розоватая песчано-глинистая порода, пятнисто ожелезненная), 2,0 - 5,0	Каолинит (по микроклину) Каолинит (по гидрослюда) Реликты микроклина Осветленный гидробиотит Лейкоксен
7	Дезинтегрированного пегматита (полевошпатовая зона) светло-серого, интенсивно трещиноватого, слабо каолинизированного, 1,0-2,0 до 4,0	Микроклин мутный, пелитизированный, иногда ортоклаз Второстепенные: альбит-олигоклаз, иногда биотит гидратированный, гидрослюда, по серицитизированным плагиоклазам, каолинит

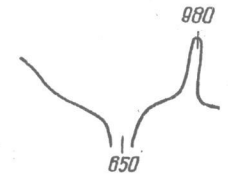
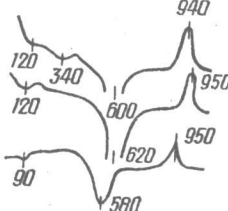

тов (полевошпатовая зона) Коростенского плутона

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика (Å) основных минералов
$N_g' = 1,574,$ $N_p' = 1,570,$ $N_g' - N_p' = 0,004$		Каолинит $d/n = 7,08$
$N_g' = 1,576,$ $N_p' = 1,568,$ $N_g' - N_p' = 0,016$		Каолинит, $d/n = 7,13$

Характеристика профиля выветривания пегматитов

Образец	Зона профиля и ее мощность, м	Минеральный состав
3	Каолинитовая (белая, пятнисто-желтая глина с мелкими скелетно-дендритовыми зернами кварца), 0,5-1,0 до 6,0	Каолинит Кварц Лейкоксен Рутил
4	Каолинитовая (розовато- или серовато-желтая песчано-глинистая порода, нередко с пятнами интенсивного ожелезнения)	Каолинит (по микроклину) Реликты микроклина Кварц
6		Каолинит (по плагиоклазу) Гидрослюда (по серицитизир. плагиоклазу)
8		Осветленный гидробиотит, сидерит, опал редко лейкоксен, рутил
10	Дезинтегрированного пегматита графической структуры светло-серого, реже светло-розового, интенсивно трещиноватого; по трещинам гидрокислы железа, 0,5 - до 2,0	Микроклин мутный, пелитизированный Кварц Альбит-олигоклаз Гидробиотит Гидрослюда по плагиоклазу Каолинит

(графическая структура) Коростенского плутона

Оптические свойства минералов	Термограммы	Рентгеновская характеристика (Å) основных минералов
$N_g' = 1,570$ , $N_p' = 1,567$ , $N_g' - N_p' = 0,003$		Каолинит, $d/n = 7,13$
		Каолинит, $d/n = 7,13$
Каолинизированная гидрослюда: $N_g' = 1,570$ , $N_p' = 1,555$		Гидрослюда, $d_{001} = 9,95$
Осветленный гидробиотит: $N_g' = 1,582$ , $N_p' = 1,564$ , $N_g' - N_p' = 0,018$		

Рентгенограммы /Å/ ориентированных образцов каолинита,  
Коростенских гра

Биотит-амфиболового гранита, скв. 2678				Биотит-пи амфиболового скв. 5286
Обр. 4, гл. 7,4 м		Обр. 7, гл. 12,5 м		Обр. 7А,
I	d/n	I	d/n	I
		2	14,03	
10	7,13	10	10,08	10
		10	7,13	
5	4,41	2	4,97	9
5	4,13	4	4,42	
10	3,54	4	4,21	6
I	3,33	9	3,54	5
		10	3,33	5
I	2,723			1
4	2,563	2	2,557	8
4	2,476			
4	2,374			
5	2,320			7
4	2,277	4	2,30	
		4	2,142	
3	1,985	5	1,985	
I	1,925	2	1,880	
2	1,781	6	1,797	3
4	1,658	5	1,658	4
2	1,614			
		1	1,571	
2	1,533	2	1,536	
4	1,483	2	1,506	9
		2	1,456	
		2	1,424	
I	1,333			
2	1,303			
I	1,278			

Каолинит,  
 $d/n = 7,13$

Иллит,  
 $d_{001} = 10,08$   
Каолинит,  
 $d/n = 7,13$

Гидробиотит,  
 $d_{001} = 14,03$   
(примесь)

Галлуазит,

\*Аналитик М.Я.Гамарник (ИГН).

104

Т а б л и ц а 41

галлуазита, иллита и гидробиотита из коры выветривания  
нитов\*

роксен- гранита, гл. 17,5 м	Биотитового гранита, скв. 2109		Биотит-амфиболового гранита, скв. 5260	
	Обр. 2А, гл. 16,0 м	Обр. 3, гл. 13,5 м	I	d/n
d/n	I	d/n	I	d/n
	10	10,08	9	10,15
7,47	7	5,00	5	7,23
4,44			I	1,44
			I	3,97
3,62	10	3,34	10	3,62
3,35	2	3,073	8	3,35
3,26	I	2,663		
2,765	10	2,563	3	2,653
2,553	I	2,498	I	2,516
	I	2,385	3	2,475
2,338			2	2,009
	3	2,130		
	5	1,995		
			2	1,900
1,795			I	1,746
1,662			4	1,674
1,635	5	1,651	2	1,629
			I	1,593
			6	1,548
1,479	3	1,506	I	1,495
	2	1,456		
	5	1,345		

$d/n = 7,47$

Иллит,  $d_{001} = 10,08$

Осветленный гидробиотит,  
 $d_{001} = 10,15$

105



ниях в зависимости от содержания и степени разложения темноцветных минералов исходных пород, а также гидроокислов железа. Структура и текстура исходных пород отчетливо выражены.

Под микроскопом различается спутанноволокнистый или микро-чешуйчатый до тонкодисперсного агрегат каолинита, бесцветного либо слегка желтоватого, или каолинита и галлуазита, в котором резко выделяются вееро- и червеобразные агрегаты гидробиотита, мелкие скопления зерен сидерита, зерна кварца, нередко корродированные, реликты калиевых полевых шпатов, реже - роговой обманки и плагиоклазов, иногда пироксена, а также зерна апатита, флюорита и рудных минералов. Реликты калиевых полевых шпатов нередко сохраняют остатки микроклиновой решетки. От альбит-олигоклазов остались лишь веретенновидные волокна, полоски и пятна. Глинистая фракция менее 0,01 мм в этой зоне составляет уже около 40% всей массы породы. Как отмечалось, калиевые полевые шпаты непосредственно замещаются каолинитом, минуя стадию гидрослюд. Каолинит микрочешуйчатый до скрытокристаллического, белый или желтоватый. Под микроскопом бесцветен, иногда голубоватый или желтоватый. Удлинение положительное, погасание относительно спайности прямое. Показатели преломления тонких срезов агрегатов ориентированных частиц такие:  $N_g' = 1,562-1,572$ ;  $N_p' = 1,554-1,568$ ;  $N_g' - N_p' = 0,003-0,008$ .

Кривые нагревания фракции менее 0,001 мм характеризуются наличием эндотермической остановки при температуре 590-620° и экзотермической - при 960-1000°C. На рентгенограммах четко устанавливаются базальные рефлексы с  $d = 7,15$  (10); 3,57 (10); 2,341 (6); 1,985 (5); 1,663 (8); 1,484 (7) Å, характерные для каолинита.

Как показали исследования многочисленных разрезов кор выветривания гранитов, образование каолинита по плагиоклазам происходит как непосредственно, так и через стадию галлуазита. Образование галлуазитов по плагиоклазам альбитового состава описано В.П.Петровым (1948). Серицит по плагиоклазам при этом переходил в каолинит.

Гидрослюда, образовавшаяся по серицитизированным плагиоклазам (гидромусковит, иллит), светлого зеленовато-желтого цвета, микрочешуйчатая, с высоким двупреломлением.  $N_g' = 1,570-1,600$ ;  $N_p' = 1,550-1,580$ ;  $N_g' - N_p' = 0,015-0,020$ ;  $d = 10,08$ ; 5,00; 3,34; 2,563; 1,995; 1,651; 1,506; 1,345 Å и др.

Галлуазит по плагиоклазам и гидрохлориту бесцветен, обладает очень слабым двупреломлением или изотропный; показатели преломления, измеренные в иммерсионных препаратах, равны  $1,552 \pm 0,005$ ; по ним его можно отнести к метагаллуазиту. Под электронным микроскопом отмечаются непрозрачные удлинённые трубчатые частицы (см. фото 13). Кривые нагревания галлуазита характеризуются наличием эндотермических эффектов при температурах 150-180 и 600-620°C и экзотермического эффекта при 920-960°C. На рентгенограммах (см. табл. 41) помимо спектра линий галлуазита отмечается также нецелочисленная серия базальных рефлексов, принадлежащих каолиниту.

Гидробиотит крупночешуйчатый, длиноволокнистый, слабо плеохроирует в буровато-желтых тонах.  $N_g' = 1,58-1,66$ ;  $N_p' = 1,54-1,64$ ;  $N_g' - N_p' = 0,018-0,020$ . Для кривых нагревания характерен низкотемпературный пик при температуре 90-140°C. Под электронным микроскопом различаются изометричные или близкие к ним частицы с неравной плотностью в виде ступеней с четкими линиями ограничения.

От количества темноцветных минералов и степени серицитизации плагиоклазов в исходных породах зависит не только окраска элювия, но и содержание примесей других минералов (гидробиотита, гидрослюда, гидрохлорита, галлуазита и др.). Чисто каолинитовый состав промежуточной зоны коры выветривания характерен для аплитовидных гранитов, каолинитовый с примесью гидрослюд - для биотитовых гранитов и пегматитов.

Каолинитовая зона представлена первичным каолином белого, светло-серого или желтоватого цвета, иногда местами железняным. Несмотря на то что для данной зоны характерно полное разрушение полевых шпатов и переход их в каолинит, структура и текстура исходных пород сохраняются даже в верхах зоны и различаются по закономерному расположению кварца вокруг овоидов и наличию их контуров и даже контуров отдельных зерен полевых шпатов основной массы, хотя они полностью замещены каолинитом. Переход к нижележащей зоне постепенный. В нижней части зоны еще наблюдаются реликты калиевых полевых шпатов.

Под микроскопом первичный каолин представляет собой тонкодисперсный, тонко- или среднечешуйчатый, нередко спутанноволокнистый бесцветный или слегка желтоватый агрегат каолинита с незначительной примесью галлуазита, гидрослюда и гидрохлорита. Зерна кварца в этой зоне почти всегда трещиноватые, корродированные, бухточка в них выполнена каолинитом, иногда с гидроокислами же-

леза. Последние наблюдаются также в виде точечной вкрапленности на месте разложения темноцветных минералов.

Глинистая фракция (менее 0,01 мм) составляет от 55-60 (элювий гранитов) до 95% (элювий полевошпатовой зоны пегматитов) всей массы породы. На кривых нагревания фракции менее 0,005 и 0,001 мм всех разновидностей гранитов и пегматитов отмечаются два основных тепловых эффекта, типичных для каолинита: резкий и глубокий эндотермический с максимумом при температуре 580-650° и более короткий интенсивный экзотермический эффект при 950-980°С. На рентгенограммах видна четкая дифракционная картина, характерная для каолинита, ничем не отличающаяся от табличных данных (Бриндли, 1955; Михеев, 1957). Электронномикроскопические исследования также подтверждают чисто каолиновый состав глинистой фракции этой зоны (фото 14).

Результаты исследования показали, что основным гипергенным минералом всех зон коры выветривания как гранитов, так и пегматитов является каолинит. Исключение составляет промежуточная зона коры выветривания биотит-пироксен-амфиболовых гранитов, где галлуазит преобладает над каолинитом. Этому способствовало более быстрое разложение темноцветных минералов, а следовательно, более быстрый вынос Mg, Ca, Na и частично K, что подтверждается химическими анализами (табл.42). Несколько менее значительный вынос этих элементов в коре биотит-амфиболовых гранитов (табл.43) и обогащение ими среды минералообразования также создавало ее нейтральный или слабо кислый характер, необходимый для образования галлуазита. Содержание примесей галлуазита, гидробиотита, гидрохлорита и других минералов в нижней части профиля выветривания находится в прямой зависимости от содержания темноцветных минералов в исходных разновидностях гранитов.

Для пород каолиновой зоны характерна минимальная подвижность всех химических элементов. Щелочи и щелочные земли практически вынесены полностью. Отношение  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и воды стремится к равновесию, отвечающему составу каолинита (см.табл.42-46).

В отличие от основных пород, в коре выветривания гранитов наложенные процессы, происходящие в восстановительных условиях, проявились очень слабо. Отмечается лишь образование сидерита в элювии биотит-амфиболовых и биотит-пироксен-амфиболовых гранитов.

Химический состав (вес.%) белоцветной коры выветривания биотит-пироксен-роговообманкового гранита\*

Компонент	Зона			
	дезинтегрирован- ного гранита	Каолинит-галлуазитовая		каолини- товая
	Обр.9, гл.18,8 м	Обр.7, гл.17,5 м	Обр.4, гл. 13,5 м	Обр.1, гл. 10,5 м
$SiO_2$	70,05	67,18	66,14	66,76
$TiO_2$	0,39	0,82	0,57	0,85
$Al_2O_3$	13,45	16,72	19,47	19,74
$Fe_2O_3$	2,11	2,10	1,88	1,33
$FeO$	2,46	0,65	0,49	0,81
$MnO$	0,02	0,01	0,01	0,06
$MgO$	0,45	0,40	0,40	0,56
$CaO$	0,98	0,42	0,84	0,56
$Na_2O$	3,58	0,50	0,48	
$K_2O$	5,18	4,58	2,22	0,08
$P_2O_5$	0,14	0,15	0,07	0,09
$SO_3$	0,21	0,29	0,34	0,41
$H_2O$	0,40	0,76	0,55	1,29
п.п.п.	0,33	4,53	6,22	7,52
$CO_2$	0,26	0,04	0,14	0,14
Сумма	100,01	100,10	99,86	100,24
Об.вес, г/см <sup>3</sup>	2,47	1,60	1,59	1,86
Пористость	6,26	38,81	39,66	29,07

\*Аналитик А.В.Служенко (ИГН).

Т а б л и ц а 43

Химический состав (вес.%) каолиновой коры выветривания биотит-роговооманкового гранита\*

Компо- нент	Зона				
	дезинтегрирован- ного гранита	галлуазит-каолини- товая			каолини- товая
		Обр. 7, гл. 43,9 м	Обр. 6, гл. 41,8 м	Обр. 5, гл. 37,4 м	
SiO <sub>2</sub>	73,24	69,39	72,83	69,68	72,52
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,20	0,25	0,15	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,90	15,85	13,60	15,85	16,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	1,42	0,57	2,82	1,28
FeO	3,26	1,08	3,12	1,08	1,02
MnO	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01
MgO	0,58	0,38	0,51	0,26	0,28
CaO	0,31	0,25	0,28	0,21	0,21
Na <sub>2</sub> O	2,19	0,65	2,11	0,57	0,14
K <sub>2</sub> O	5,02	6,96	4,89	5,60	1,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,06	0,04	0,03
SO <sub>3</sub>	0,013	0,03	0,12	0,03	0,04
H <sub>2</sub> O	0,36	0,74	0,35	0,50	0,88
П.п.п.	0,32	2,74	1,35	3,53	5,48
CO <sub>2</sub>	0,24	0,35	0,10	0,00	0,14
Сумма	100,07	100,11	100,17	100,33	100,38
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,41	2,14	1,75	1,76	1,59
Пористость	8,7	18,3	32,9	33,00	39,5

\* Аналитик А.В.Служенко (ИГН).

Т а б л и ц а 44

Химический состав (вес.%) белоцветной коры выветривания биотитового гранита\*

Компонент	Зона				
	дезинтегри- рованного гранита	гидрослюдисто-каолини- товая			каолини- товая
		Обр. 11, гл. 43,5 м	Обр. 9, гл. 36,5 м	Обр. 8, гл. 33,4 м	
SiO <sub>2</sub>	74,14	74,05	73,01	69,13	68,33
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,17	0,20	0,25	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,81	13,10	14,12	18,17	20,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	1,28	1,13	0,52	0,76
FeO	2,48	2,29	1,88	1,34	0,94
MnO	0,02	0,02	0,016	0,01	0,01
MgO	0,13	0,14	0,21	0,30	0,32
CaO	0,30	0,28	0,21	0,07	0,07
Na <sub>2</sub> O	3,52	1,08	0,77	0,79	0,39
K <sub>2</sub> O	4,72	5,11	5,18	3,90	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08
SO <sub>3</sub>	0,13	0,12	0,13	0,19	0,18
H <sub>2</sub> O	0,30	0,42	0,60	0,90	0,87
П.п.п.	8,35	2,40	3,01	4,81	7,13
CO <sub>2</sub>	0,35	0,05	0,05	0,14	0,48
Сумма	100,31	100,50	100,43	100,56	100,54
Об. вес, г/см <sup>3</sup>	2,45	1,83	1,67	1,60	1,70
Пористость	8,5	30,1	36,7	38,4	35,1

\* Аналитик А.В.Служенко (ИГН).

Таблица 45

Химический состав (вес.%) белоцветной каолиновой коры выветривания пегматита (полевошпатовая зона)\*

Компонент	Зона		
	дезинтегрированного пегматита (полевошпатовая зона)	каолининовая	
		Обр.7, гл. 21,0 м	Обр.5, гл.19,0 м
$SiO_2$	62,55	51,96	45,18
$TiO_2$	0,00	0,10	0,00
$Al_2O_3$	20,99	28,48	37,88
$Fe_2O_3$	0,19	2,24	1,80
$FeO$	0,14	0,86	0,00
$MnO$	Следы	Следы	0,00
$MgO$	0,31	0,20	0,16
$CaO$	0,49	0,35	0,12
$Na_2O$	2,22	3,72	0,45
$K_2O$	10,96	8,30	0,32
$P_2O_5$	0,12	0,60	0,03
$SO_3$	0,18	0,05	0,03
$H_2O$	0,12	0,59	0,51
п.п.п.	1,55	7,32	17,71
$CO_2$	0,03	0,90	0,19
Сумма	99,85	99,67	100,47
$SiO_2 : Al_2O_3$	5,0	3,1	2,0
Об.вес, г/см <sup>3</sup>	2,49	1,50	1,31
Пористость	4,95	42,3	49,61

\* Аналитик Р.Д.Левина (ИГН).

Таблица 46

Химический состав (вес.%) белоцветной каолиновой коры выветривания пегматита графической структуры\*

Компонент	Зона		
	дезинтегрированного пегматита графической структуры	каолининовая	
		Обр.10	Обр.4
$SiO_2$	75,54	74,27	73,19
$TiO_2$	0,30	0,00	0,15
$Al_2O_3$	10,96	15,08	17,19
$Fe_2O_3$	0,42	0,05	0,08
$FeO$	1,44	0,14	0,14
$MnO$	Следы	Следы	Следы
$MgO$	0,63	0,54	0,86
$CaO$	0,56	0,28	0,35
$Na_2O$	8,56	0,73	0,28
$K_2O$	0,54	6,31	0,93
$P_2O_5$	0,14	0,12	0,13
$SO_3$	0,37	0,26	0,24
$H_2O$	0,00	0,05	0,03
п.п.п.	0,58	2,53	6,31
$CO_2$	0,14	0,11	0,11
Сумма	100,18	100,47	99,99
Об.вес, г/см <sup>3</sup>	2,52	1,52	1,73
Пористость	4,72	29,73	33,46

\* Аналитик А.В.Служенко (ИГН).

## ФОРМИРОВАНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УЩ

Минералообразование в коре выветривания определяется преобладанием ряда процессов, свойственных условиям гипергенеза. Это окисление, гидратация, замещение, гидролиз, выщелачивание, сорбция, синтез и др.

Переход от первичных минералов к глинистым продуктам выветривания может осуществляться как за счет переходов от минералов материнских пород к новообразующимся (структурная перестройка минерала с частичным выносом его компонентов), большей частью в результате гидролитического разложения, так и синтетически, т.е. полным разложением первичных минералов и созданием новых из коллоидальных смесей, или путем образования осадка из ионных растворов с последующей кристаллизацией из него глинистых минералов.

При процессах гидратации слоистых силикатов происходит частичное вытеснение оснований ( $K, Na, Ca, Mg$  и др.) гидроксонием ( $H_3O$  или же  $H^+ + H_2O$ ) без нарушения общей структуры решетки минералов, в результате чего образуются так называемые выщелоченные минералы (Гинзбург, 1947). Сюда относится гидробитит, вермикулит и гидрохлориты, которые отличаются от исходных минералов (биотит, хлорит) главным образом наличием адсорбционной воды и большим содержанием  $Fe^{3+}$ . При гидратации серпентинитов и ромбических пироксенов образуется нонтронит или сапонит. Вытеснение оснований из решетки носит выборочный характер и протекает с разной интенсивностью. В результате этого изменение состава выщелачивающихся силикатов приостанавливается и образуются минералы с переменным составом, названные А.Е.Ферсманом (1913) мутабильными.

При гидролизе силикатов происходит распад мутабильных соединений и образование новых минералов с новой решеткой (Гинзбург, 1947). Упомянутые основания, в первую очередь магний, сравнительно легко выносятся из кристаллической решетки минералов. Кроме того, с гидролизом силикатов тесно связана обменная сорбция, т.е. замещение в октаэдрических слоях одних химических элементов другими (магния или алюминия железом). при этом рН среды изменяется по мере выщелачивания оснований.

С процессами окисления обычно связано образование "конечных" продуктов разложения, т.е. минералов, устойчивых в определенных интервалах рН. Минералы изменяются по мере развития профиля выветривания, будучи связанными с изменениями рН, солевым составом, его концентрацией и "инертностью" самого минерала, определенной структурой решетки и ее энергией, распределяемой по отдельным частям решетки. Поэтому минералообразование в коре выветривания не всегда протекает до конца через определенные переходные минералы, а является процессом, зависящим от физико-химических условий изменяющейся среды, и связано с ней как направлением, так и интенсивностью протекания химических реакций. Оно может протекать медленно или быстро с сохранением отдельных стадий до кратковременного, эфемерного существования или даже выпадения отдельных стадий.

### СТАДИЙНОСТЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

В коре выветривания пород района главные породообразующие силикаты изменяются стадийно, образуя характерные ряды стадийных минералов. Наличие тех или других изменений продуктов выветривания зависит от ряда внешних и внутренних факторов, т.е. состава самих породообразующих минералов, их постмагматических (докоровых) изменений, условий внешней среды, окружающей породу, колебаний уровня грунтовых вод, рН водной среды и т.д.

А.Е.Ферсман (1913, 1934), отмечая образование мутабильных соединений, подчеркнул их способность менять в широких пределах химический состав. Эти минералы образуются в процессе выветривания первичных минералов при сохранении кристаллической решетки исходного минерала. В основу стадийности (Гинзбург, 1947) положен закон, согласно которому при переходе химического соединения в другое, более устойчивое в данных условиях, образуется сначала не конечная стабильная форма, а ближайшая к исходному состоянию, т.е. переход осуществляется постепенно с наименьшей затратой энергии.

Вопросы стадийного выветривания породообразующих минералов детально разбираются в работах И.И.Гинзбурга (1947, 1953), И.И.Гинзбурга и А.П.Никитиной (1956), Н.А.Рукавишниковой (1956), А.П.Никитиной (1961), а также в обобщающей работе В.П.Петрова (1967) и В.Н.Разумовой (1967) и др. Стадийный характер преобразования по-

родообразующих минералов отражает постепенность перестройки, а следовательно, преемственность их кристаллической решетки.

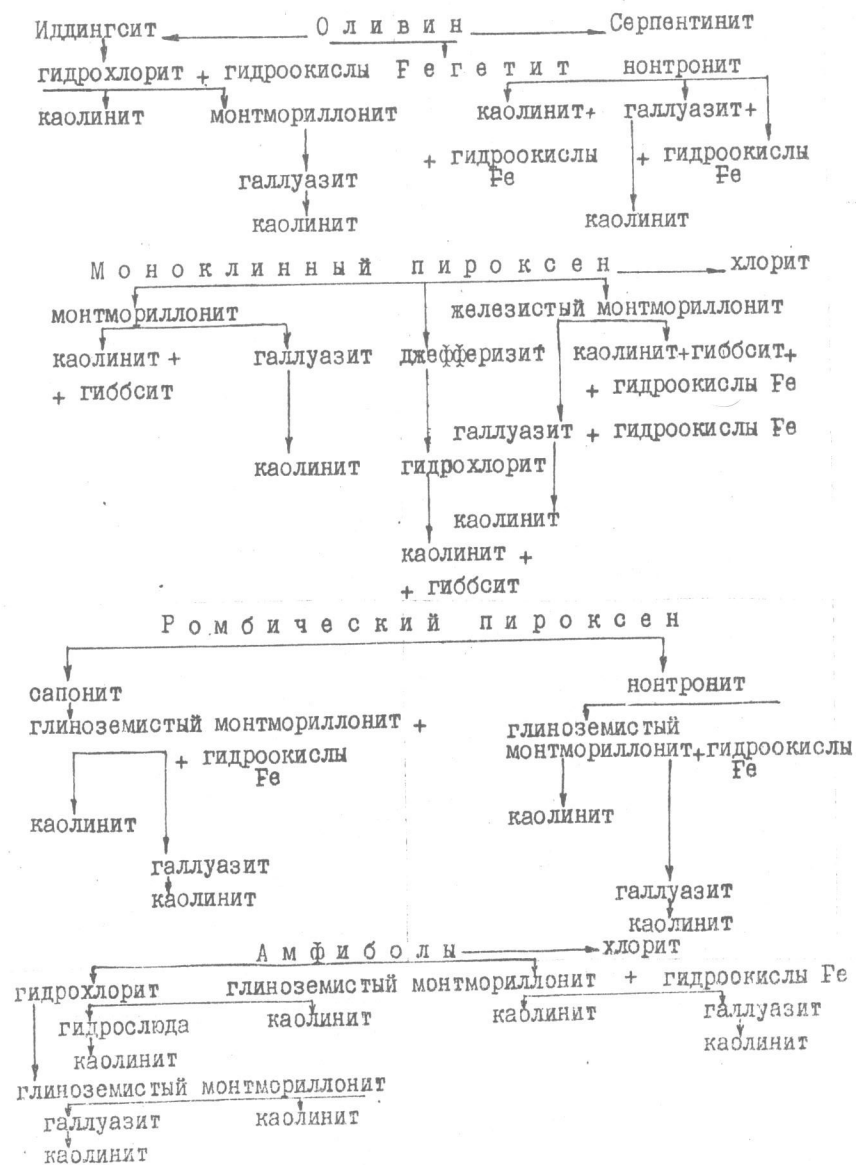
Петрографические и минералогические исследования, подкрепленные данными термического, рентгеноструктурного и электронно-микроскопического анализов, позволили установить определенную последовательность преобразования породообразующих минералов, зависящую от физико-химических условий среды и выражающуюся в виде схемы (см. стр. 117, 118).

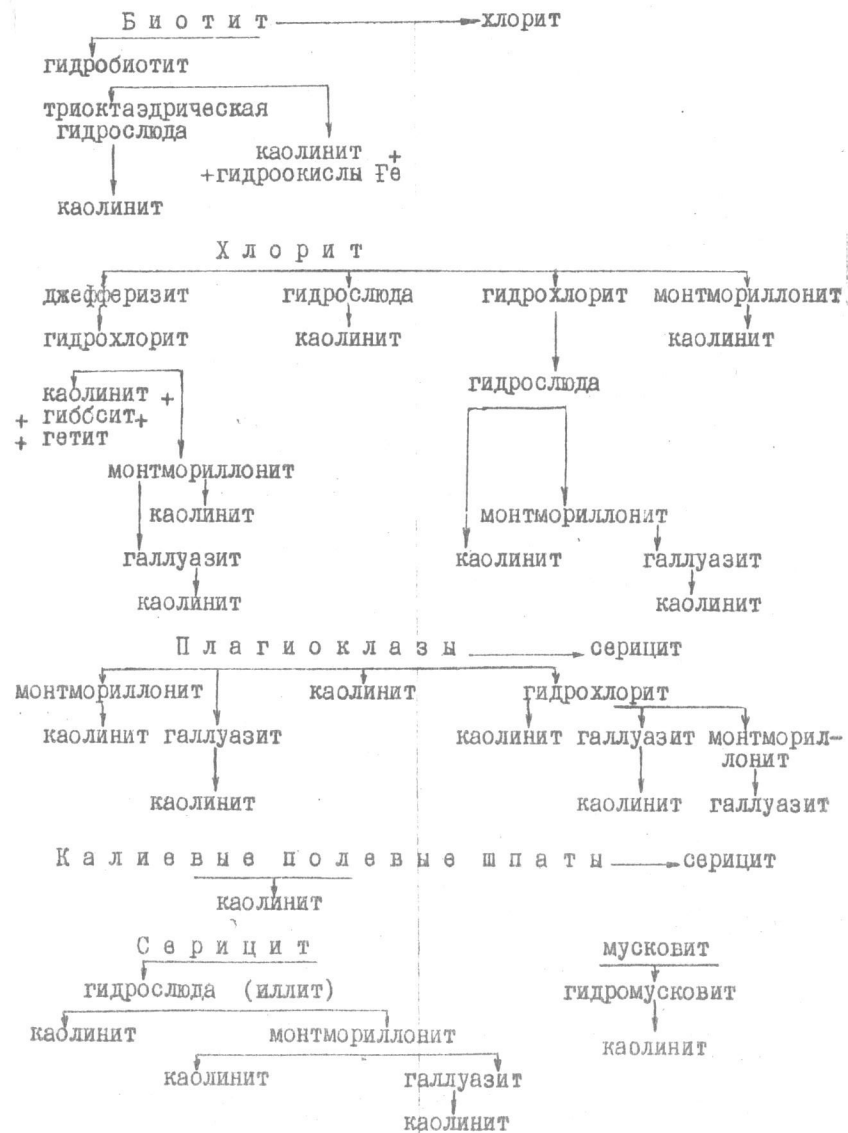
Анализируя характер минералообразования в коре выветривания кристаллических пород района, видим, что в большинстве случаев процесс выветривания минералов материнских пород протекал стадийно и последовательно вплоть до образования конечных продуктов. Последними в нашем случае являются минералы, наиболее стойкие в верхнем горизонте профиля выветривания: каолинит, окислы железа и марганца и др., т.е. минералы, образовавшиеся при pH 5 и ниже.

При выветривании силикатов в первую очередь образовались гидратированные минералы — гидробиотит, иллит, джефферизит, гидрохлорит. При этом в минералах, содержащих железо, закисное железо быстро окисляется и переходит в  $Fe^{3+}$ . Такой процесс может сопровождаться разрушением решетки первичных минералов и образованием решетки новых минералов (окисление железа, оливина, образование гематита по сидериту и др.), а также окислением части закиси железа без разрушения решетки (окисление биотита). Легкость выветривания оливина с образованием по нему гидроокислов железа объясняется способностью распада решетки минерала по наиболее легким кристаллохимическим связям и образованием связанных между собой тетраэдрических пакетов  $SiO_2$ . Так как у оливина тетраэдры кремния между собой не связаны, а к магнию среди тетраэдров кремния не могут быть добавлены атомы кислорода, оливин разрушается легко и в первую очередь с распадом решетки и образованием гидроокислов железа.

У пироксенов и роговых обманок, цепочки и ленты тетраэдров  $Si-O$  которых связаны между собой посредством  $Mg, Ca, Fe$  и  $Al$ , при гидратации происходит частичный вынос оснований без разрушения решетки. При гидролизе происходит как вынос оснований, так и замещение одних катионов другими или гидроксонием  $H_3O$ . В результате этих процессов, протекающих с различной скоростью, образуется ряд промежуточных минералов в зависимости от количества вынесенного или замещенного элемента, большей частью гид-

### С х е м а минеральных превращений в коре выветривания кристаллических пород района





ратированные минералы с новой решеткой типа сапонита, гидрохлорита, а затем минералы группы монтмориллонита (нонтронит, глиноземистый монтмориллонит + гидроокислы железа). Аналогичное явление происходит и в минералах, имеющих слоистые решетки например при окислении биотита. Этот процесс сопровождается гидратацией, т.е. образованием по нему гидробиотита.

Если гидратация не сопровождается вытеснением оснований, а выражается в появлении низкотемпературной (100–200<sup>0</sup>С) межплоскостной воды, образуются монтмориллониты и галлуазиты (Гинзбург, 1947). Из силикатов одной группы прежде всего разрушаются те, которые содержат в своем составе соединения закисного железа.

Выветривание ромбических пироксенов большей частью протекает с той же последовательностью, что и серпентинов, т.е. с образованием нонтронитов, но в отдельных случаях по ним может образоваться сапонит. Наличие в моноклинных пироксенах (особенно в авгите) и амфиболах значительного количества  $Al_2O_3$  придает им относительно большую стойкость к процессам выветривания и при тех же физико-химических условиях по ним образуются большей частью богатые глиноземом монтмориллониты и значительно реже монтмориллониты с некоторым содержанием железа, а также гидрохлориты.

Выветривание хлоритов выражается в постепенном выщелачивании  $Mg$ ; при соответственном уменьшении  $SiO_2$  возникает избыток  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ . По ним образуются гидратированные хлориты, но нередко и монтмориллониты. Освободившиеся  $Al$  и  $Fe$  переходят в раствор и в соответствующих условиях могут осаждаться в виде гипсита и гетита.

Интересной особенностью пироксенов, амфиболов и хлоритов является образование по ним минералов типа гидрослюд.

Процесс последовательного минералообразования при выветривании полевых шпатов зависит от основности последних. По основным плаггиоклазам непосредственно образуется глиноземистый монтмориллонит, по кислым – каолинит. Ни в одном, ни в другом случае образование стадии гидратированных слюд не наблюдалось. Аналогичная картина получается и при выветривании калиевых полевых шпатов, где, минуя стадию гидрослюд, по ним непосредственно образуется также каолинит.

Совсем иное наблюдается в тех случаях, когда кислые плаггиоклазы или калиевые полевые шпаты были предварительно серицитизированы. По серицитам образуется гидрослюда (иллит), которая

при гидролизе переходит непосредственно в каолинит или же через стадию монтмориллонита.

Каждый минерал существует в пределах определенных интервалов pH. Дальнейший гидролиз ведет к распаду мутабельных соединений и образованию новых минералов с новой решеткой, вплоть до образования конечных, наиболее устойчивых в данных условиях, продуктов распада (каолинит, галлуазит, гидроокислы Fe, Mn, свободный глинозем). Длительность существования каждого минерала зависит от продолжительности существования данной среды, определенного интервала pH, солевого состава и концентрации раствора, а также устойчивости самого минерала к внешним воздействиям. Устойчивость минерала определяется структурой решетки, энергией по отдельным частям решетки (Гинзбург, 1947). Поэтому процесс минералообразования может протекать различно как по времени, так и по направленности, быстро или медленно, останавливаясь на определенных стадиях или минуя их.

Таким образом, наличие гидратированных, выщелоченных минералов, а также минералов группы монтмориллонита, говорит о щелочном характере начальной стадии выветривания. Благодаря стадийному развитию профиля выветривания и вымывания оснований в верхних горизонтах среда приобретает все более кислый характер. В условиях увлажняющегося климата этот процесс усиливается. Образование каолинитов по полевым шпатам без промежуточных стадий можно объяснить быстротечностью существования последних или тем, что в связи с большей проницаемостью гранитов, а значит, и с более развитым водообменом, происходит большая растворимость и вынос оснований, чем в основных породах. Поэтому при одинаковых условиях выветривания в гранитах быстрее устанавливается кислая среда, следовательно, ускоряется образование каолинитов и установление кислого каолинитового типа коры выветривания.

Образование каолинит-галлуазитового типа выветривания на биотит-пироксен-амфиболовых гранитах можно объяснить тем, что высвобождение щелочных и щелочноземельных элементов при выветривании пироксенов и амфиболов приводило к нейтрализации кислых растворов, поступавших сверху, и способствовало созданию нейтральной и слабокислой среды, необходимой для образования галлуазита.

На наличие слабокислой среды, в которой мог бы образоваться галлуазит, указывает и каолинит, встречающийся вместе с галлуазитом во всех зонах профиля выветривания.

Как отмечалось выше, на состав образующихся при выветривании минералов большое влияние оказывает первичный состав исходных силикатов, условия среды (pH и Eh), в которой происходит разложение, условия дренажа, т.е. условия выноса щелочей и щелочных земель. Наличие монтмориллонита в продуктах выветривания нижних зон пород основного состава - анортозитах, габбро-анортозитах, габбро-норитах, габбро, габбро-перидотитах и габбро-диабазлах, состоящих в основном из минералов, содержащих значительное количество магния и кальция (олявина, пироксенов, хлоритов, основных плагиоклазов), - говорит о том, что процесс выветривания происходил в условиях слабого дренажа и незначительных осадков (при pH 7,5 - 10 - щелочная среда), позволивших магнию после его высвобождения оставаться в зоне выветривания. Наличие галлуазита и каолинита в коре выветривания кислых пород подтверждает мнение, что обильные осадки и интенсивный дренаж (водообмен усиливается) содействовали удалению магния сразу же после выделения его из первичных минералов. Если выщелачивание магния происходит не очень быстро, то в начальной стадии выветривания наблюдается монтмориллонит, а позже каолинит (Грим, 1956; Никитина, 1956). Приток большого количества вод со значительным содержанием свободных анионов ( $\text{HCO}_3^-$ ) является отрицательным фактором, так как нейтрализует щелочную среду. В застойных водах щелочная среда сохраняется лучше. Это в значительной мере относится к породам кислого и щелочного состава (биотит-пироксен-амфиболовые граниты, кварц-эгириновые сиениты), содержащим значительное количество калия, а также магния; в условиях выветривания, при которых ионы Ca и, меньше, Mg остаются в окружающей среде, продуктами изменения щелочных минералов будут также монтмориллонит и иллит. Быстрое удаление этих ионов приводит к образованию галлуазита и каолинита. Каолинит не образуется до тех пор, пока в окружающей среде есть сколько-нибудь заметное содержание кальция (Грим, 1956).

Образование минералов групп монтмориллонита, галлуазита, каолинита, как и других водных алюмосиликатов, происходит не только при разложении силикатов (путем трансформации), они также выпадают из водных растворов (синтез).

В процессе выветривания мигрирует значительное количество окислов и других соединений химических элементов. В результате последующей кристаллизации выпавших в осадок гелей образуются минералы окиси и гидроокиси железа, марганца, кремнезема, глинозема, а



также монтмориллонит, галлуазит и каолинит. Синтетическое образование монтмориллонита и галлуазита наблюдалось нами в виде прожилков, гнезд среди продуктов выветривания выщелоченных пород основного состава, а каолинита — в зоне окисления гранитов.

Стадийность выветривания отражается в существовании как переходных стадий при превращении первичных минералов в новообразованные, так и переходных зон в профилях выветривания, обусловленных распределением новообразованных минералов по профилю.

#### ХАРАКТЕР И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОФИЛЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Результаты изучения минералогического состава коры выветривания горных пород исследуемого района позволяют сделать выводы как о климатических условиях их образования, так и об особенностях формирования профиля выветривания.

Характерно, что на одних и тех же разновидностях пород профиль выветривания в общих чертах тождественный; одна и та же последовательность в вертикальной зональности, хотя минералогический состав несколько зависит от того, открыта или закрыта кора выветривания и какими осадочными отложениями — мезозойского, третичного или четвертичного возраста. Тогда меняется не только мощность отдельных зон, но также несколько их минералогический состав.

Отсюда вытекает, что формирование коры выветривания района происходило в общем при одинаковых климатических условиях. О существовании последних говорит также наличие одинаковых конечных продуктов выветривания на различных по минералогическому составу породах (образование каолинов на гранитах, сиенитах и основных породах).

Работами И.И. Гинзбурга (1947), Р.Е. Грима (1956), А.П. Никитиной (1963), В.П. Петрова (1967), Разумовой (1967) и др. доказано, что на одной и той же материнской породе в разное время при разных климатических условиях и рельефе могут образоваться различные продукты выветривания и, наоборот, при длительном периоде выветривания, особенно в условиях теплого, влажного климата, из пород различного состава и строения в конечном итоге могут образоваться одни и те же продукты выветривания.

Исходя из наличия в исследуемом районе сравнительно мощной коры выветривания с хорошо проработанными зонами, а также учиты-

вая минералогический, химический состав продуктов выветривания и мощность отдельных зон, приходим к выводу, что кора выветривания данного района представляет собой сложное геологическое образование, возникшее в условиях длительного тектонического покоя и платформенной стадии развития суши, а также влажного тропического или субтропического климата. Полный профиль древней коры выветривания мог сохраниться лишь в случае последующего захоронения ее толщей осадочных отложений (сразу же после ее образования), возраст которых определил верхнюю возрастную границу формирования коры выветривания. Если же не было осадочного чехла, кора выветривания легко размывалась; при этом оставались лишь ее корни.

История образования профиля выветривания определяется рядом внешних и внутренних факторов. Кроме главных, определяющих физико-химические условия, благодаря которым устанавливается определенный тип коры выветривания на значительной площади, имеются факторы, изменяющиеся на очень незначительном участке площади и приводящие к локальным отличиям физико-химических условий. К ним относятся трещиноватость, микрорельеф и т.п., но прежде всего исходный минералогический и химический состав выветривающихся разновидностей материнских пород, т.е. факторы, отмеченные нами как внутренние.

Наличие в данном районе на различных исходных породах, возникших в одних и тех же климатических условиях, в нижних и средних зонах продуктов разложения объясняется влиянием состава пород и разной скоростью выноса оснований. Значительную роль при выветривании играет также стойкость пород к выветриванию, определяемая как минералогическим составом, так и структурой и текстурой породы. Особенно большое значение имеют состав и строение материнских пород в начальные стадии выветривания.

Уже на начальных этапах выщелачивания при одном и том же окислительно-восстановительном потенциале и щелочности среды на разных по минералогическому составу породах возникают различные по составу типы элювия. Физико-географическая среда, т.е. количество и режим поступающих атмосферных осадков в зону выветривания, определяют pH среды, а значит, и характер вновь образующихся минеральных ассоциаций.

В корках выветривания не только основных пород (Разумова, 1967), но также кислых и щелочных, тип элювия определяется поведением темноцветных минералов, т.е.  $MgO$  и  $FeO$ , входящих в их состав. В основных и кислых породах, бедных темноцветными минера-

лами и богатых полевыми шпатами, ведущую роль играют,  $K$ ,  $Na$  и  $Ca$ . Поэтому характер выветривания меланократовых пород основного и, в меньшей степени, кислого состава существенно отличается от лейкократовых основных и кислых пород.

В породах, богатых  $Mg$  и  $Fe^{2+}$ , на начальных этапах выщелачивания в восстановительных щелочных условиях, где закисное железо сохраняется еще в неокисленном виде, образуются джефферизиты и гидрохлориты. В щелочных окислительных условиях  $Fe^{2+}$  окисляется до  $Fe^{3+}$  и минералы, богатые  $Mg$  и  $Fe$ , замещаются железистым монтмориллонитом. Если  $Mg$  вынесен и среда приближается к нейтральной или становится слабокислой, окисленное силикатное железо выделяется в свободной окисной форме в виде гетита. Вынос  $Mg$  и окисление  $Fe^{2+}$  влечет за собой удаление части  $Si$  и  $Al$ . При накоплении в коре выветривания  $Al$  решающее значение имеет не абсолютное содержание глинозема в минерале, а степень насыщения минерала кремнеземом (Разумова, 1967). Поэтому наиболее перспективны минералы, у которых  $R_2O + RO + R_2O_3 \geq SiO_2$ . Это прежде всего пироксены, роговые обманки и продукты их преобразования (хлориты, джефферизиты, гидрохлориты и др.). В процессе их разложения происходит вынос щелочей и щелочных земель, а также части кремнезема и возникает избыток глинозема и окисного железа. Если отношение  $SiO_2$  к  $Al_2O_3$  ниже 2 (образование каолинита), то избыток  $Al_2O_3$  переходит в раствор и в зависимости от щелочности среды (нейтральная) осаждается в элювий вместе с окислами железа в виде гиббсита.

Таким образом, наличие в породе темноцветных минералов  $MgO$  и  $FeO$  при одном гидродинамическом режиме и степени аэрации зоны выветривания, которые определяют  $pH$  и  $Eh$  среды, процесс выветривания имеет различное направление. В результате в одних и тех же климатических условиях на различных по минералогическому составу породах образуются разные продукты выветривания.

Восстановительная способность различных сред при выветривании силикатных пород регулируется в основном наличием или отсутствием органического вещества — сильного восстановителя — и доступностью атмосферного кислорода — главного окислителя. На скорость химических реакций очень влияет также температура.

В породах, бедных  $FeO$ , железистые монтмориллониты не наб-

людались. Частичный вынос  $MgO$  приводит к выщелачиванию хлоритов и образованию по ним гидрохлоритов. В кислой среде, богатой гумусовыми кислотами, формируется каолиновый элювий.

Следовательно, выщелачивание алюмосиликатов идет через образование промежуточных глинистых продуктов, отвечающих определенным зонам профиля. При формировании промежуточных зон первыми выносятся щелочи и  $Ca$ .  $Mg$  выносится последним, создавая щелочную среду на промежуточных стадиях выветривания. Соответственно меняется и  $pH$  среды от щелочной до кислой, от нижней зоны до верхней. Этим объясняется наличие отчетливого зонального строения в элювии, развитом по породам в первую очередь основного состава, обогащенным темноцветными минералами, менее выраженного в элювии лейкократовых основных пород, и отсутствие зонального строения на лейкократовых породах кислого состава (аплитоидные граниты и пегматиты).

Каждая зона профиля развивается за счет нижележащей и отличается от нее большей степенью выщелоченности, уменьшением объемного веса, увеличением пористости и минералогическим составом. Возможно, зоны кор выветривания не представляют собой стадии единого процесса (Гинзбург, 1957; и др.), а являются разновозрастными образованиями (Куковский, 1962; Разумова, 1967), так как смена одного минералогического вида другим требует большого энергетического скачка и может быть обусловлена изменением климата во времени, понижением базиса эрозии и т.д.

На начальном этапе выветривания большое значение имеет размер окислительно-восстановительного потенциала, а вверх по разрезу — падение щелочности среды. Развитие конечных продуктов выветривания (каолинита) без промежуточных зон может быть не только при интенсивном выщелачивании, но и тогда, когда нет железо-магнезиальных алюмосиликатов в исходной породе (пегматитах, лейкократовых гранитах). Выщелачивание железо-магнезиальных силикатов идет через ряд промежуточных продуктов, отвечающих зонам профиля, — джефферизит, гидрохлорит, железистый и глиноземистый монтмориллонит, галлуазит и др.; полевых шпатов — через монтмориллонит, гидрохлорит и каолинит; слюды проходят стадию гидрослюд. Конечным продуктом выщелачивания всех минералов во всех разновидностях пород является каолинит (в элювии меланократовых пород — в сочетании с окислами железа). Отмечаемые в верхней зоне гиббсит и бемит — реликтовые минералы из промежуточных зон.

В участках господства кислой среды (обилие органических кис-

лот) при каолинизации основных пород происходил вынос железа, образовалась белая каолининовая кора выветривания. Отбеливание последней могло быть не только первичным, но и вторичным, наложенным. Возможно, этим объясняется отсутствие минералов свободного глинозема в обеленных корах выветривания основных пород, когда в условиях очень кислой среды из промежуточных монтмориллонит-гидрохлоритовых зон совместно с кремнеземом, магнием и железом выносятся и глинозем.

Кора выветривания в своем развитии подверглась, возможно неоднократно, позднейшим процессам наложения, выразившимся в карбонатизации (сидерит, олигонит, манганокальцит) верхних зон коры выветривания. Новообразовавшиеся продукты представляют собой инфильтрационно-метасоматические образования, возникшие в коре в восстановительной среде в результате просачивания из вышележащих толщ осадочных пород углекислых растворов. Значительная часть сидерита (особенно в нижней и средней зонах) является также автосоматической, возникшей в ходе перераспределения вещества при формировании коры выветривания.

В корах выветривания, сформировавшихся в одних и тех же физико-химических условиях на различных по минералогическому составу исходных породах, как и в элювии основных пород одного минералогического состава, но образовавшихся в разных климатических условиях (Разумова, 1967), могут быть выделены элювий щелочного, нейтрального и кислого типов.

Элювий щелочного типа отмечается на богатых феррическими минералами породах. Промежуточная зона при этом представлена джефферицит-гидрохлоритовым составом (кора выветривания меланократовых основных пород).

Элювий нейтрального типа образуется в результате разложения гидрохлоритового или монтмориллонитового элювия основных пород либо непосредственно в процессе разложения кислых пород, богатых темновыми минералами (кора выветривания лейкократовых основных пород, биотит-пироксен-амфиболовых и в меньшей степени - биотит-амфиболовых гранитов).

Элювий кислого типа характерен для лейкократовых гранитов и пегматитов.

Процессы, проходившие при формировании кор выветривания, могли развиваться лишь в условиях теплого влажного климата и континентального режима территории. Именно такие условия и характерны для палеогеографической обстановки района в середине мезозоя. Посте-

пенное увлажнение в прошлом сухого аридного климата начиная с верхнего триаса и на протяжении всей юры при высокой среднегодовой температуре (Веклич, 1966) содействовало созданию кислых условий выветривания и воздействию его агентов на кристаллические породы района. К концу юры и началу раннего мела климат настолько увлажнился, что возникли условия для образования латеритов. Вслед за этим благодаря восстановительной кислой среде с более повышенных участков рельефа постепенно были вынесены гидроокислы железа, а вместе с ними и гидраты глинозема. В результате латеритный профиль деградирует и на нем развивается подзол тропиков (Гинзбург, 1947).

Даже незначительные прослои бокситовидных пород и бокситовых глин в нижнемеловых отложениях района позволяют предполагать, что в это время создавались благоприятные условия для последующего осаждения переотложенных гидратов глинозема. Однако помимо отделения их от гидроокислов железа, кремния и каолинита в процессе осадкообразования, в близлежащих мелководных бассейнах осаждения не происходило, в связи с чем, а также, видимо, из-за не очень большого по объему поступления глинозема не создавались достаточно благоприятные условия для образования настоящих бокситов.

Постепенное поднятие района привело к усилению процессов денудации. Увеличившееся при этом ожелезнение коры, дополнительный вынос оснований и развитие процесса деградации профиля выветривания (вынос  $Al$  и  $Fe$ ) указывают на изменение температурного режима климата. В начале раннего мела суша начинает постепенно опускаться. Грунтовые воды поднимаются выше и сформировавшаяся кора выветривания постепенно выходит из сферы действия агентов выветривания. О времени образования древней коры выветривания исследуемого района пока еще нет единого мнения.

И.И.Гинзбург (1926) основной причиной каолинизации считал субтропическое выветривание, а время образования коры выветривания на Воляни определял как третичное.

С.В.Потапенко и М.Н.Клюшников (1940), И.Е.Слензак (1946) и В.Т.Сябрь (1947) подтвердили мнение И.И.Гинзбурга, считая, что благоприятным для формирования коры выветривания был третичный период, когда воды были богаты гуминовыми кислотами, что явилось важным фактором для процесса каолинизации.

В.Ю.Кондрачук (1957) выделил несколько периодов образования древней коры выветривания на Украине, среди которых "наиболее значительными после протерозоя является рифейский, девонский, мезозойский и нижнетретичный". Наиболее распространена мезозойская

( $J_2 - Cr_1$ ) кора выветривания, развитая и сохранившаяся на всей площади Ущ.

В середине 50-х годов XX ст. геологами, работающими на Волыни, были выделены континентальные мезозойские ( $J_3 - Cr_1$ ) осадочные отложения (вторичные каолины и каолинистые кварцевые пески), которые позволили отнести образование древней коры выветривания к триасу - юре. Нижняя возрастная граница толщи вторичных каолинов датировалась М.Ф.Векличем, Е.Т.Ломаевой и А.П.Ромодановой (1957) по данным споро-пыльцевого анализа гумусированных глин, синхронных со вторичным каолином, как позднеюрская. В настоящее время, по устному сообщению Е.Т.Ломаевой, образование вторичных каолинов по уточненным палинологическим данным относится к раннемеловому (апт-альб) возрасту.

Залегание на сравнительно хорошо сохранившейся коре выветривания с явным размывом осадочных отложений апт-альбского века, содержащих горизонт бокситовидных пород, позволяет определить возраст коры выветривания пород данного района как доаптский. Учитывая палеогеографическую обстановку, минералогический, химический состав продуктов выветривания и т.д., можно предположить, что образование коры выветривания происходило наиболее интенсивно в течение юрского периода ихватило часть раннемеловой эпохи, что согласуется и с выводами М.Ф.Веклича (1966). Не исключено, однако, что в палеогене происходило новое наложение процессов корообразования, на что указывает наличие в районе верхнеэоценовых кремнистых пород.

### ВЫВОДЫ

На докембрийских кристаллических породах наиболее распространена остаточная (элювиальная) кора выветривания площадного типа; на участках тектонических нарушений и контактов пород разного состава она приобрела некоторые особенности, позволяющие отнести ее к смешанному линейно-площадному типу. Кроме того, выделяются перемытые и другие, размывы в разной степени, коры выветривания. Наиболее важное значение как концентратор или источник образования полезных ископаемых имеет остаточная кора выветривания.

Большая мощность коры выветривания приурочена к краевым частям массива основных пород и гранитов или гнейсо-мигматитов, а также наибольшего развития тектонических нарушений. Участки наибольшей мощности коры вытянуты в северо-западном направлении и,

совпадая с простиранием зон трещиноватости, почти перпендикулярны к современной гидросети.

Кора выветривания на большей части исходных кристаллических пород имеет зональное строение, хотя переходы между зонами достаточно постепенны, а границы нерезкие. Хорошо выраженное зональное строение говорит о длительности существования относительно устойчивых условий корообразования.

Помимо верхней каолиновой зоны имеются промежуточные зоны более сложного гидрохлоритового, монтмориллонитового или гидрослюдистого состава.

Среди кор выветривания выделены две группы с такими минералогическими типами: I - гиббситоносная группа: 1) охристо-глинистого облика с промежуточной зоной монтмориллонит-гидрохлоритового состава и верхней гетит-каолиновой (кора выветривания меланократового габбро и габбро-перидотитов), 2) белоцветная каолиновая с промежуточной зоной гидрохлорит-монтмориллонитового состава и верхней каолиновой (кора выветривания анортозитов и габбро-анортозитов); II - негиббситоносная группа: 1) красноцветная каолиновая с промежуточной зоной гидрохлорит-монтмориллонитового состава и верхней гетит-каолиновой (кора выветривания габбро-монцитов и габбро-диабазов), 2) красноцветная каолиновая с промежуточной зоной гидрохлорит-гидрослюдистого состава и верхней гетит-каолиновой (кора выветривания лейкократового габбро и монцитов), 3) белоцветная каолиновая кора выветривания: а) вторично обеленная кора выветривания основных пород, б) первично белоцветная каолиновая с промежуточной зоной монтмориллонит-гидрослюдистого состава и верхней каолиновой (кора выветривания щелочных, кварцевых и кварц-эгириновых сиенитов), в) белоцветная каолиновая с промежуточной зоной каолинит-галлуазитового состава и верхней каолиновой (кора выветривания биотит-пироксен-роговообманковых и биотит-роговообманковых гранитов), г) белоцветная каолиновая с промежуточной зоной гидрослюдисто-каолинитового состава и верхней каолиновой (кора выветривания биотитовых гранитов), д) белоцветная каолиновая без промежуточной зоны (кора выветривания аплитовидных гранитов и пегматитов).

Минеральный состав продуктов выветривания и зональность профиля определяются составом исходных пород, климатом, гидродинамическим режимом и степенью аэрации, определяющими pH и Eh среды зон выветривания.

При переходе одной зоны в другую щелочность среды вверх по разрезу падает, отражая собой определенный тип элювия: гидроклоритовый, монтмориллонитовый, гидрослюдистый, гетит-каолиновый или каолиновый и др. Конечным продуктом выветривания являются каолинит и окислы железа. Минералы свободного глинозема образуются в промежуточной зоне основных пород при разложении пироксенов, амфиболов и хлоритов.

Ассоциации гипергенных минералов зон профилей выветривания различных исходных пород и их последовательная закономерная смена по вертикали свидетельствует о процессе формирования коры выветривания в условиях жаркого и влажного (возможно, при частой смене количества осадков) климата на территории, представляющей собой слабовсхолмленную или более-менее пенеппенизированную сушу. Это способствовало тому, что насыщенная  $CO_2$  и свободным кислородом вадозная вода интенсивно и длительно перерабатывала материал материнских пород, причем слаборазвитый дренаж способствовал процессу.

Наиболее благоприятными для формирования коры выветривания были условия в юре - раннем мелу.

Сохранившаяся от размыва остаточная кора выветривания богата на залежи первичных каолинов, элювиальных месторождений ильменита и гиббситоносной коры в профиле выветривания основных пород. В связи с этим восточный склон северо-западной части УЩ нужно отнести к числу достаточно перспективных районов для поисков как элювиальных, так и осадочных бокситопоявлений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А.П. - В кн.: Кора выветривания, 6. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Басс Ю.Б. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Басс Ю.Б. - В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах, ч.2. Изд-во АН УССР, К., 1960.
- Безбородько Н.И. - Тр.Петрогр.ин-та АН СССР, М., 1935, 5.
- Бриндли Г.В. - В кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. ИЛ, М., 1955.
- Бриндли Г.В. - В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. "Мир", М., 1965.
- Бучинська Н.І. - Геол. журн., 1964, 24,2.
- Бучинська Н.І., Кондрачук В.Ю. - ДАН УССР, 1965, 9.
- Бушинский Г.И. Латериты. "Недра", М., 1964.
- Веклич М.Ф. Палеогеоморфология області Українського щита. (Мезозой і кайнозой). "Наукова думка", К., 1966.
- Веклич М.Ф., Ромоданова А.П. - ДАН УССР, 1955,4.
- Гинзбург И.И. - Изв. СПб. политехн.ин-та, 1912.
- Гинзбург І.І. - Вісн. Укр. відділу Геол. ком., вип.9, К., 1926.
- Гинзбург И.И. - В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1946.
- Гинзбург И.И. - Тр.ИГН АН СССР, 1946, 1947, 80,81.
- Гинзбург И.И. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, 2. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Гинзбург И.И. - В кн.: Кора выветривания, 6. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Гинзбург И.И., Никитина А.П. - В кн.: Кора выветривания, 2. Изд-во АН СССР, М., 1956.

- Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А. - В кн.: Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, М., 1951.
- Грим Р.Е. Минералогия глин. ИЛ, М., 1956.
- Иванова В.П. - Тр. 3-го совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, М., 1940.
- Иванова В.П. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, 90, 1, М.
- Ивантшин М.Н. и др. Пьезокварцевые пегматиты Волини. Изд-во АН УССР, К., 1957.
- Земляченский П.А. - Тр. СПб. об-ва естествоисп., 1896, 21, 2.
- Келлер У.Д. Геохимия литогенеза. ИЛ, М., 1963.
- Клюшников М.Н., Лучицкий В.И., Потапенко С.Т. - В кн.: Глины и каолины УССР, 1. К., 1945.
- Кондрачук В.Ю. - Тезисы докл. совещ. по исслед. и использованию глин. Изд-во Львов. ун-та, 1957.
- Кондрачук В.Ю. - ДАН УССР, 1958, 4.
- Кондрачук В.Ю. - Тр. ИГН АН УССР, серия геофиз., 1958, 2.
- Кондрачук В.Ю., Бучинская Н.И., Онищенко Р.И. - Тезисы докл. на совещ. по геохимии гипергенеза. Изд-во АН БССР, Минск, 1964.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А. - В кн.: Литогенез и полезные ископаемые, 2. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Кукковский Е.Г. Химический состав и внутреннее строение минералов. "Наукова думка", К., 1964.
- Кукковский Е.Г. - ДАН СССР, 1961, 139, 1.
- Кукковский Е.Г. - Зап. Укр. отд. Всес. мин. об-ва. Изд-во АН УССР, К., 1962.
- Кукковский Е.Г. - В кн.: Кора выветривания, 5. Изд-во АН АН СССР, М., 1963.
- Лисицына Н.А., Газенко С.Д. - В кн.: Литология и полезные ископаемые, 4. Изд-во АН СССР, М., 1967.
- Личак И.Л. - В кн.: Геология СССР, 5. Госгеолтехиздат. М., 1958.
- Лонг Ф.К. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. "Мир", М., 1964.
- Лучицкий В.И. - Изв. Варшав. политехн. ин-та, 1912, 1.

- Лучицкий В.И. - Вісн. Укр. відділу Геол. ком., К., 1926, 9.
- Лучицкий В.И. - Тр. Ин-та прикл. мин., 1928, 41.
- Лучицкий В.И. Петрография Украины, АН СССР, 1934.
- Мак-Эвен Д.М. - В кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. ИЛ, М., 1955.
- Мак-Юан Д.М.К. - В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. "Мир", М., 1965.
- Мельник Ю.М. До мінералогії кори вивітряння Західної Волині. Вид. Львів. ун-ту, 1960.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Морозевич И.А. К петрографии Волини, 1893.
- Никитин К.К. Древняя кора выветривания Бурятского массива ультраосновных пород. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Никитина А.П. - В кн.: Кора выветривания, 6. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Никитин К.К. - В кн.: Кора выветривания, 6. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Никитина А.П. - Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса, проблема 14. Латериты. "Недра", М., 1964.
- Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. "Наука", М., 1968.
- Петров В.П. - Тр. ИГН АН СССР, 1948, 95, петрогр. серия, 29, М.
- Петров В.П. - Тр. ИГН АН СССР, 1949, 106, петрогр. серия, 30, М.
- Петров В.П. - В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Петров В.П. - Геохимия рудных месторождений, 1962, 4.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. "Недра", М., 1967.
- Полканов А.А. Плутон габбро-лабрадоритов-гранитов-щелочных сиенитов Волини УССР. Изд-во ЛГУ, 1948.
- Разумова В.Н. В кн.: Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. "Наука", М., 1967.
- Сердюченко Д.П. - Тр. ИГН АН СССР, 1953, 140, серия мин.-геохим., 14, М.
- Слензак И.Е. - Геол. журнал АН УССР, 1946, 8, 2.

- С о б о л е в В.С. - Уч.зап.Львовск.гос.ун-та, 1947, 6, серия геол., 5.
- С я б р я й В.Т. - Геохим.журнал АН УССР, 1947, 8, 4.
- Т а р а с е н к о В.Е. - Зап.Киевск.об-ва естествоисп. 1895, 13.
- Т к а ч у к Л.Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Вид-во Львівськ.геол.т-ва, 1948.
- У и в е р Ч.Е. - В кн.: Вопросы минералогии глин. ИЛ, М., 1962.
- Ф е р с м а н А.Е. - Сб., посвящ. акад.В.И.Вернадскому, М., 1913.
- Ф е р с м а н А.Е. - В кн: Геохимия, Ц. ОНТИ, Л., 1934.
- Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А. - Мин. сб.Львов. геол.об-ва, 1958, 12.
- Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А. - В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львов. ун-та, 1958.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие . . . . .	3
Краткая история геологической изученности коры выветривания . . . . .	5
Геолого-петрографический очерк северо-западной части Ущ . . . . .	12
Геология коры выветривания кристаллических пород района . . . . .	19
Основные типы коры выветривания пород района . . . . .	35
Гиббситоносные коры . . . . .	35
Гиббситоносная кора выветривания охристо-глинистого облика . . . . .	36
Гиббситсодержащая белоцветная каолиновая кора выветривания . . . . .	49
Негиббситоносные коры . . . . .	60
Красноцветные каолиновые коры выветривания . . . . .	60
Кора выветривания с промежуточной зоной гидрохлорит-монтмориллонитового состава . . . . .	61
Кора выветривания с промежуточной зоной гидрохлорит-гидрослюдистого состава . . . . .	72
Белоцветные каолиновые коры выветривания . . . . .	82
Кора выветривания с промежуточной зоной монтмориллонит-гидрослюдистого состава . . . . .	85
Кора выветривания с промежуточной каолинит-галлуазитовой зоной . . . . .	91
Формирование коры выветривания пород северо-западной части Ущ. . . . .	114
Стадийность выветривания минералов . . . . .	115
Характер и особенности формирования профиля выветривания . . . . .	122
Выводы . . . . .	128
Литература . . . . .	131

НИНА ИВАНОВНА БУЧИНСКАЯ

Древняя кора выветривания северо-  
западной части Украинского щита

Печатается по постановлению ученого совета  
Института геологических наук АН УССР

Редакторы Ю.Л.Ковальчук, А.И.Гукова. Художественный редактор  
Е.И.Муштенко. Оформление художника Б.А.Жеребцов. Технический  
редактор Р.Э.Хазирова. Корректор Н.Б.Белокурова.

БФ 04244. Зак. № 768. Изд. № 44. Тираж 700. Формат бумаги  
60x84 1/16. Печ. физ. л. 8,5 + вкл. 0,625. Усл.-печ. л. 8,48.  
Уч.-изд. л. 7,64. Подписано к печати 3.XII 1971 г. Цена 78 коп.

Издательство "Наукова думка". Киев, Репина, 3.

Киевская книжная типография № 5 Комитета по печати при  
Совете Министров УССР. Киев, Репина, 4.