И. Л. ЛИЧАК

ПЕТРОЛОГИЯ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

И. Л. ЛИЧАК

ПЕТРОЛОГИЯ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1983

УДК 552.1

Петрология Коростенского плутона / Личак И. Л.— Киев : Наук. думка, 1983.— 248 с.

В монографии рассмотрены вопросы петрографии, минералогии, петрохимии, условий формирования Коростенского плутона, в состав которого входят граниты, основные, щелочные и дайковые породы. Предложена классификация гранитов группы рапакиви, рассматривающихся как интрузивно-метасоматические образования. Установлены типоморфные особенности минералов и пород плутона, приведены результаты сопоставления их с минералами и породами других аналогичных комплексов.

Для геологов-производственников и научных работников, занимающихся вопросами петрологии докембрийских образований.

Ил. 90, табл. 87. Библиогр.: 334 назв.

Ответственный редактор

И. Б. Щербаков

Рецензенты

И. С. Усенко, В. А. Слипченко

Редакция литературы о Земле

Л $\frac{1904020000\text{-}068}{\text{M221(04)-83}}$ 257-83.

© Издательство «Наукова думка», 1983

ОТ РЕДАКТОРА

Проблема генезиса комплексов рапакиви вышла в последнее время на уровень первоочередных в геологии. Интерес к ней обусловлен не только широким кругом вопросов, сфокусированных в проблеме рапакиви: постоянно возрастает список связанных с этими породами полезных ископаемых.

Многие специфические особенности комплексов рапакиви — сонахождение основных и кислых пород, приуроченность к определенным геологическим структурам, развивающимся в сравнительно узком временном интервале, характерные маргинационные структуры, отсутствие текстур течения, необычные минеральные парагенезисы и другие — все это породило несколько взаимоисключающих гипотез о генезисе рапакиви.

И. Л. Личак принадлежал к послевоенному поколению геологов, трудами которых заложены основы современных представлений о петрологии Украинского щита. Настоящая книга является посмертным изданием — итогом его почти сорокалетних исследований коростенского комплекса габбро — анортозит — рапакиви. Работа выполнена в стиле лучших традиций классической петрографии, для которой характерно детальное исследование всех разновидностей пород, их текстурно-структурных, минералогических, геохимических, петрохимических и других особенностей, глубокое осмысливание фактов — все то, чего подчас недостает некоторым современным работам. И. Л. Личак отличался чрезвычайно высокой требовательностью к своим исследованиям, и это — единственная причина того, что публикация готовой к изданию монографии задерживалась им почти 10 лет. Свои идеи о генезисе рапакиви И. Л. Личак опубликовал лишь частично, вследствие чего лишился приоритета в решении некоторых вопросов этой важной проблемы. К глубокому сожалению, нам не удалось обнаружить в рукописях покойного главы о генезисе пород коростенского комплекса, над которой И. Л. Личак работал в последнее время, поэтому мы считаем необходимым резюмировать его взгляды в том виде, в каком они изложены в разных местах монографии.

И. Л. Личак был одним из первых, кто выдвинул гипотезу интрузивно-метасоматического происхождения комплекса рапакиви. Коростенский плутон, по его мнению, размещен в зоне главных разломов северо-западного простирания, что обусловило крупноблоковое строение плутона с последующей трансформацией отдельных его частей в кольцевые структуры. Коростенский плутон — глубинное постскладчатое тело, формирование которого совпало со временем проявления позднекарельской глыбовой орогении в среднем протерозое. Интрузивно-метасоматический генезис обусловил более сложную, чем пласт, форму плутона, однако предложенная геофизиками модель многоярусного тела с четким гравитационным минимумом в целом не противоречит представлениям И. Л. Личака. Граниты рапакиви образовались метасоматическим путем в результате дебазификации основных пород; последние имеют глубинное происхождение и

были выжаты в верхние горизонты земной коры по разломам. На метасоматическое происхождение рапакиви указывают такие факты, как наличие псевдоксенолитов и реликтовых минералов основных пород (оливина, пироксенов, плагиоклаза), унаследованных (субофитовых) структур, сложных маргинационных структур замещения первичного плагиоклаза калинатровым полевым шпатом и др. И. Л. Личак неоднократно демонстрировал серии образцов, которые убедительно свидетельствуют о совершенно постепенных переходах от основных пород к типичным гранитам рапакиви. Надо заметить, однако, что при всей своей убедительности гипотеза интрузивно-метасоматического происхождения рапакиви не объясняет таких фактов, как, например, находки расплавных включений в гранитах и роговиков на их контактах.

В монографию не включена также глава о металлогенической специализации пород коростенского комплекса, что, безусловно, обедняет работу. Имеющиеся черновые наброски свидетельствуют о серьезном подходе И. Л. Личака и к этому вопросу. Кроме традиционных для коростенского комплекса месторождений — камерных пегматитов, для которых И. Л. Личак в свое время предложил эффективные критерии поисков, и первосортного декоративно-облицовочного камня, его интересовала также металлоносность основных пород и гранитов. И. Л. Личак писал, в частности, что в скором времени в качестве фосфор-ванадий-ферротитановых руд будут использованы богатые ильменитом оливиновые разности габбро-норитов и ультраосновных пород таких месторождений, как Торчинское, Стремигородское и др. Рудное габбро, по его мнению, должно отличаться от аналогичных пород габбро-анортозитовых массивов более магнезиальным оливином, содержащим до 24% MgO против 12—18% MgO в других массивах. Объектом поисков сульфидного никеля должно быть эпигенетическое сульфидное оруденение, которое может локализоваться в трещинных зонах краевых частей габбро-анортозитовых массивов. Для пород группы рапакиви Коростенского плутона характерна топаз-флюорит-цирконовая минеральная ассоциация. Граниты отличаются повышенными фоновыми содержаниями лития, рубидия, бериллия, ниобия. Лезниковские граниты, по мнению И. Л. Личака, во многом сходны с пержанскими, особенно на участках наиболее глубокого метасоматического преобразования. Такие участки перспективны в отношении редкометального оруденения. На редкометальное оруденение перспективны также щелочные породы завершающих стадий формирования Коростенского плутона.

Несмотря на определенную незавершенность монографии, она опубликована в соответствии с настойчивыми пожеланиями многочисленных коллег, друзей и учеников покойного как память об Иване Лазаревиче Личаке — старейшем украинском геологе и одном из организаторов Института геохимии и физики минералов АН УССР. Вместе с тем мы уверены, что книга актуальна и принесет большую пользу широкому кругу геологов.

Публикация книги стала возможной благодаря поддержке акад. АН УССР Н. П. Щербака, д-ра физ.-мат. наук И. В. Матяша и энергичному участию соратников и учеников И. Л. Личака — Е. К. Пискорской, А. П. Заяц и Л. В. Фастовец, которые подготовили рукопись к изданию.

Д-р геол.-мин. наук *И. Б. Щербаков*

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

Изучение горных пород Коростенского плутона началось более 135 лет назад, в первой половине XIX в.

На начальном этапе, охватывающем период с 1840 по 1882 г. (год организации в России государственной геологической службы), геологические исследования проводились спорадически и не выходили за рамки исследования отдельных пород и минералов. Первыми объектами изучения были лабрадоритовые породы, иризирующие разновидности которых привлекали внимание не только исследователей, но и предпринимателей.

Для данного этапа характерно макроскопическое исследование горных пород плутона, хотя в это время (1867—1869 гг.) уже делались первые попытки применения поляризационного микроскопа в России. Макроскопическое изучение пород плутона иногда сопровождалось незначительными химико-аналитическими исследованиями. Результаты такого изучения находим в отдельных статьях и кратких сообщениях Д. Сегета, К. М. Феофилактова, Г. Оссовского, Н. Барбот де Марни, Г. Шрауфа, М. Шустера, Н. Тейха, А. Ауэрбаха, В. Блюмеля, И. В. Мушкетова. В большинстве статей описаны лабрадоритовые породы района сел Каменного Брода на р. Быстриевке и Горошек (теперь г. Володарск-Волынский) на р. Ирше и так называемые волыниты.

Из работ, касающихся гранитов Коростенского плутона, следует назвать статьи К. М. Феофилактова [276], впервые открывшего граниты рапакиви в окрестностях г. Малина и отметившего их сходство (как и рапакиви г. Городища Корсунь-Новомиргородского плутона) с финляндскими рапакиви.

С организацией Геологического Комитета в России начался второй этап в изучении Коростенского плутона. Этот этап характеризуется широким применением микроскопических методов исследования, более всесторонним изучением не только горных пород и слагающих их минералов, но и геологического строения районов развития этих пород на основе первого десятиверстного геологического картирования, покрывшего значительную часть Коростенского плутона (В. Д. Ласкарев, П. А. Тутковский). Кроме многочисленных статей и небольших заметок по петрографии

и минералогии некоторых пород плутона (В. Е. Тарасенко, П. Я. Армашевского, П. А. Тутковского, М. Н. Миклухо-Маклая, И. А. Морозевича, С. В. Бельского, Л. Л. Иванова и др.) за это время были опубликованы большие работы с монографическим описанием основных пород и гранитов группы рапакиви. Они явились большим вкладом в познание петрографии плутона и не утратили своего научного значения до настоящего времени.

В 1895 г. В. Е. Тарасенко [249] впервые полно описал основные породы главного в плутоне Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива. Петрографическое описание основных пород дополнено данными химического состава отдельных разновидностей, качественно проанализированных автором, и характеристикой главнейших породообразующих минералов. В работе описаны взаимоотношения пород внутри габбро-норито-сиенитовой формации, а также с гранитами плутона. Типичные представители основных пород, по мнению автора, и их переходные разности образуют единое геологическое тело, совершенно обособленное и не связанное с гранитами. Объективно правильное описание контакта габбро-сиенита с амфиболовым гранитом у с. Вихли по р. Тростянице заканчивается неверным выводом о более молодом возрасте габбро-сиенита по отношению к контактирующему граниту.

В. Е. Тарасенко впервые отметил в качестве характерной особенности основных пород плутона значительное преобладание FeO над MgO и повышенное содержание TiO_2.

Важной вехой в изучении рапакиви Украинского щита явились работы Б. А. Попова [220] и В. И. Лучицкого [161]. Работа Б. А. Попова о южнорусском рапакиви содержит детальные макро- и микроскопические описания нескольких образцов гранитов группы рапакиви, переданных ему из коллекций К. М. Феофилактова, В. Е. Тарасенко и П. Я. Армашевского. Кроме корсунского рапакиви, названного им типичной разновидностью этих пород, в его распоряжении были три образца из окрестностей г. Малина и один образец из с. Степановки (р. Жерев).

Отмечая характерные особенности южнорусского рапакиви, Б. А. Попов особенно подробно описал эллипсовидные выделения полевых шпатов — овоиды, происхождение которых попытался объяснить с позиций ранее им высказанной гравитационной гипотезы. Сравнивая корсунский рапакиви с финляндским выборгитом, он отметил «полное совпадение» всех особенностей этих пород, «доходящее почти до тождества» и свидетельствующее о возможной генетической связи между ними и близости их геологического возраста.

Монографическое описание рапакиви Украинского щита дано в капитальной работе В. И. Лучицкого [161]. Рапакиви Коростенского плутона описаны в ней в отдельном разделе под названием Радомышльского массива. Этот массив размещен в юго-восточной части Коростенского плутона вдали от г. Радомышля и позже был назван Малинским массивом рапакиви [192].

В составе Малинского массива В. И. Лучицкий выделил пять типов пород, подробная минерало-петрографическая характеристика которых дополнена вполне качественными, хотя и недостаточно полными, химическими анализами почти всех типов.

Как правильно отметил автор, распространение гранитов группы рапакиви в северо-западной части Украинского щита не ограничивается одним Малинским массивом. Эти граниты широко развиты к северо-западу и западу от него, что отмечал еще В. Е. Тарасенко [248, 249] и в чем убедился сам В. И. Лучицкий, изучавший граниты, переданные ему В. Д. Ласкаревым.

Не менее важным геологическим выводом является заключение В. И. Лучицкого о связи выходов рапакиви с разломной тектоникой Украинского щита. Рапакиви, будучи наиболее молодыми из гранитов, в своем формировании связаны не со складчатыми процессами, полностью закончившимися ко времени образования этих гранитов, а с краевыми сбросами на «южнорусской кристаллической площади».

После значительного перерыва, обусловленного первой империалистической и гражданской войнами, исследования на площади плутона возобновились лишь в 1923 г. С этого года начинается новый этап изучения Коростенского плутона. Сначала, особенно во время первых пятилеток, исследования на площади Коростенского плутона отличались плановостью и определенной последовательностью отдельных видов работ. До второй мировой войны было начато трехверстное, хорошо себя зарекомендовавшее, геологическое картирование, на основе которого проводились поисковые и разведочные работы. Эти работы увенчались открытием месторождений знаменитых волынских камерных пегматитов и первосортного декоративно-облицовочного строительного камня из иризирующих лабрадоритов и красных гранитов.

Изучая граниты Волыни и их пегматиты, Н. И. Безбородько [23] попытался оценить пегматитоносность выделенных им типов гранитов северо-западной части Украинского щита и установить их петрогенетическую связь с месторождениями полевошпатового сырья.

Отмечая тесную связь коростенского и рапакививидного россоховского гранитов и наличие между ними переходов, автор в этой статье еще не высказывал своего мнения о принадлежности этих гранитов к рапакиви.

Рассматривая перспективы полевошпатового сырья огромных площадей развития коростенского и россоховского гранитов, Н. И. Безбородько пришел к отрицательному заключению, ибо, по его мнению, «коростенская гранитная магма является неблагоприятной в отношении развития в ней полевошпатовых месторождений» [23].

Правильно оценивая пегматиты Коростенского плутона как керамическое сырье, автор ошибался полагая, что «коростенская магма» была вообще бедна «флюидно-пегматитовым материалом».

Ошибочность такого утверждения отмечали в свое время Б. А. Гаврусевич [60, 61], а затем В. С. Соболев [236].

В 1934 г. была опубликована сводка по петрографии Украины, составленная В. И. Лучицким и П. И. Лебедевым и состоящая из двух самостоятельных частей [163]. В первой части породы Коростенского плутона описаны В. И. Лучицким как граниты группы рапакиви. Во второй части, написанной П. И. Лебедевым, их характеристика дана в ином петрогенетическом плане — под сборным наименованием габбро-анортозито-чарнокитового комплекса Волыни.

В 1935 г. появилась сводная итоговая работа Н. И. Безбородько под названием «Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України» [28]. Связывая формирование магматических пород Украинского щита с определенными глубинными горизонтами земной коры, автор в разрезе предполагаемых гранитных батолитов Украинского щита наметил три горизонта: эпи-, мезо- и катамагматический с наиболее характерными для каждого из них процессами и температурами образования определенных групп пород. Коростенский тип гранита, выделенный автором ранее [23], в данной работе рассматривается как структурная и главная разновидность батолита «коростенской магмы». В тесной генетической связи с ним находятся и другие производные этой магмы — россоховский, лезниковский и пержанский типы гранитов.

Признавая генетическую связь рапакиви со всеми гранитами «коростенской магмы» и рассматривая россоховский гранит как переходную породу от рапакиви к этим гранитам, Н. И. Безбородько, вопреки явному сходству и генетическому родству всех этих пород, отделил рапакиви от гранитов «коростенской магмы». Обособляя рапакиви от остальных гранитов Коростенского плутона и противопоставляя их «индивидуальные особенности», он одновременно отметил важную петрогенетическую роль рапакиви как переходной породы между гранитами плутона и его основными породами. Последние, по его мнению, через рапакиви связаны с выделенными им четырьмя типами гранитов плутона.

Основные породы Коростенского плутона Н. И. Безбородько объединил в габбро-монцонитовую формацию, названную так в связи с преобладанием в ней пород переходного типа между габбро и монцонитами с содержанием K_2O больше 1%. Породы всех трех рядов формации — габбрового, анортозитового и монцонитового — связаны друг с другом постепенными переходами. Он отметил наблюдавшуюся в поле частую постепенную смену мелко- и среднезернистой габбровой фации порфировидной и далее крупнозернистой и крупнопорфировидной фацией анортозита. По обилию фактического материала, хотя и не всегда обработанного с достаточной полнотой, по многообразию затронутых проблем и оригинальному их толкованию эта работа и впредь будет весьма полезной при изучении петрогенезиса Украинского щита.

А. А. Полканов, занимавшийся изучением геологии Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива с применением геоло-

го-структурного анализа, описал [203—206] строение этого массива и рассмотрел вопрос о генезисе лабрадоритов. По его представлениям, массив габбро-лабрадоритов является автономным, первично расслоенным плутоном, в структуре которого отражено движение кристаллизовавшегося магматического расплава при внедрении. Массив сформировался в две интрузивные фазы: в первую очень длительную фазу вначале (в первую подфазу) образовались породы краевого комплекса — преимущественно средне- и мелкозернистые габбро-нориты и габбро-сиениты, а затем (во вторую подфазу) — породы центрального комплекса — преимущественно крупнозернистые габбро-анортозиты и лабрадориты. Во вторую дополнительную фазу образовались дайковые породы.

После формирования массива основных пород произошла интрузия гранитной магмы, сильно нарушившая первоначальную форму габбро-анортозитового массива и уменьшившая его прежние размеры.

Наряду с процессами кристаллизационной дифференциации автор придавал немалое значение в образовании лабрадоритов явлениям сегрегации и гравитации, хотя и воздержался от окончательного заключения об их генезисе.

В 1940 г. была опубликована статья В. С. Соболева [235] о щелочных сиенитах, впервые обнаруженных им вблизи с. Гуты-Потиевки. В статье приведены детальные петрографические характеристики эгиринового сиенита и кварцевого эгиринового сиенита, а также химический анализ первого.

Для послевоенного этапа характерны прежде всего целенаправленность и комплексность в изучении геологии плутона с привлечением не только новейших методов исследований, но и больших коллективов, широкий разворот работ по детальному геологическому картированию, поискам и глубокому бурению.

В 1944 г. в г. Володарск-Волынском была организована Волынская горно-геологическая экспедиция, сотрудники которой внесли существенный вклад в изучение камерных пегматитов. Несколько позже Западно-Украинская экспедиция, преобразованная затем в Житомирскую геологическую экспедицию, проводила геологическое картирование северо-западной части Украинского щита, в первую очередь площади Коростенского плутона, поиски и разведку месторождений титана, никеля и других полезных ископаемых.

В тесном содружестве с названными экспедициями работали небольшие отряды институтов Академии наук УССР (ИГН, ИГ, ИГГГИ), Киевского и Львовского университетов, а также ВНИИПа. В 1950-е годы в результате этих работ были открыты промышленные россыпные и остаточные месторождения титана, значительно расширены площади с продуктивными пегматитами. В итоге геологического картирования и поискового бурения удалось в первом приближении оконтурить Коростенский плутон, выявить в нем несколько габбро-анортозитовых массивов и с

помощью геофизических методов получить первые представления о его глубинном строении.

Для геологически обоснованного ведения поисков камерных пегматитов было проведено картирование зоны западного контакта главного габбро-анортозитового массива с гранитами группы рапакиви. На крайней юго-западной части Коростенского плутона Г. М. Коровниченко, В. И. Бартошевский и другие исследователи установили постепенную смену мелкоовоидных гранитов средне- и крупноовоидными разновидностями на запад от массива основных пород к раме плутона; впервые отметили ощелоченные рапакивиподобные граниты в окрестностях сел Михайловки, Ставков, Зубринки, Остривки.

В монографической работе В. С. Соболева [236] по петрологии восточной (в действительности средней.— *И. Л.*) части Коростенского плутона главное внимание уделено характеристике гранитов, соответственно задачам петрографических исследований, проведенных автором при поисках камерных и занорышевых пегматитов.

Коростенский плутон рассматривается В. С. Соболевым как сложное многофазное интрузивное тело плоской пластинообразной или линзовидной формы мощностью в несколько километров [236]. К первой фазе отнесено формирование основных пород, занимавших прежде более обширную площадь в плутоне. Граниты Коростенского плутона, сформировавшиеся после основных пород во вторую фазу, автор разделил на три группы. Первую группу слагают граниты главной фазы — рапакиви, биотит-амфиболовые рапакививидные и биотитовые. Ко второй группе отнесены эндоконтактовые и контаминированные граниты и жилы в основных породах. В третью группу выделены жильные породы в гранитах: гранит-порфиры, микрограниты и аплиты.

Среди гранитов группы рапакиви автор установил постепенный переход рапакиви в безовоидные крупнозернистые биотитовые граниты по р. Рихте (левому притоку р. Тростяницы) и отметил почти полную идентичность рапакиви с биотит-амфиболовыми гранитами, являющимися, по его мнению, фациальной разновидностью рапакиви.

Наблюдая жилы серых биотитовых гранитов в буровато-красных биотит-амфиболовых рапакивиподобных гранитах у с. Млинов (по р. Жереву), В. С. Соболев высказал предположение о многоэтапности второй фазы формирования Коростенского плутона. Основными химическими особенностями магмы рапакиви являются, по его мнению, очень высокая железистость (как характерная черта гранитоидов платформенного типа вообще) и повышенная щелочность, особенно высокая концентрация калия, которая резко понижается к концу процесса кристаллизации. Отмечая повышенную железистость фемических минералов гранитоидов, автор рассматривал железистость и показатель преломления биотита в качестве критерия при определении тектонического положения и возрастного расчленения гранитоидов.

Мастерски написанная работа внесла много нового в познание геологии и петрографии Коростенского плутона; благодаря точности кристаллооптического анализа минералов плутона и физико-химической интерпретации их парагенезисов она, несомненно, надолго сохранит свою научную ценность.

В 1948 г. вышла из печати монография А. А. Полканова [210] о плутоне габбро-лабрадоритов Волыни, в которой суммированы и обобщены структурно-геологические исследования автора на Волыни. В работе кратко охарактеризованы вмещающие породы (рамы плутона в окрестностях сел Ушомира, Зубринки, Осовки), структурное положение которых, по его мнению, не было нарушено и реоморфизовано при интрузии габбро-лабрадоритов, и рама оставалась относительно пассивной. Выделяя в главной фазе формирования автономного плутона (те же, что и раньше) два комплекса, автор на отдельных разрезах показал их взаимоотношения. Краевой комплекс (первая субфаза) в одних случаях налегает на центральный (вторая субфаза), в других — отделен от него небольшими сбросами, по которым был опущен после формирования плутона. Краевой комплекс первоначально имел форму пологого свода, сложно изгибающегося и располагающегося над всем плутоном. Позже этот свод был нарушен дислокациями и большей частью эродирован.

Главным недостатком структурно-геологических исследований и выводов из них является недооценка автором роли окружающих гранитов при формировании габбро-анортозитового массива, искусственное обособление его от гранитов. Попутные наблюдения автора над гранитами свелись к недоказанному предположению об их интрузиях, якобы «протиснувшихся» между рамой и основными породами. После работы В. С. Соболева [236] А. А. Полканов [210] склонен был объединить основные породы Волыни с гранитами и щелочными сиенитами в один сложный плутон под названием «Волынский плутон габбро — лабрадоритов — гранитов — щелочных сиенитов».

Сравнивая породы осницкого комплекса и Коростенского плутона, Л. Г. Ткачук [260] очень наглядно показал те существенные различия между ними, на основании которых он выделил породы Ровенской области в отдельный, названный им осницким, комплекс.

В 1955 г. была опубликована работа В. И. Бартошевского о щелочных породах Волыни [20]. К ранее известным выходам щелочных пород у с. Гуты-Потиевки (в районе восточного контакта габбро-анортозитового массива) автор добавил несколько новых точек из района западного контакта. По его мнению, эти породы являются продуктами ощелачивания гранитов рапакиви в результате постмагматического воздействия на них щелочных растворов. Большая роль в формировании зон ощелачивания и окварцевания автором отведена тектонике, проявившейся в образовании густой сети субпараллельных трещин.

Довольно обстоятельная геолого-петрографическая характеристика пород южной части Коростенского плутона дана Н. Т. Вадимовым и В. И. Шунько. В группе основных пород Н. Т. Вадимов считал лабрадориты древнее габбро-анортозитов, в которых первые залегают в виде отдельных участков, полос и даже небольших ксенолитов. Преобладающее развитие габбро-анортозитов и лабрадоритов в Володарск-Волынском массиве он объяснял тем, что современным базисом эрозии якобы вскрыта лишь верхняя лейкократовая часть массива, а нижняя часть должна быть сложена меланократовыми основными и ультраосновными породами.

Объединяя граниты южной части плутона в одну группу рапакивиобразных гранитов, Н. Т. Вадимов причислил к группе рапакиви граниты генетически не относящиеся к ней, например лезниковские и серые мелкозернистые биотитовые граниты. В мелкозернистых гранитах М. И. Ожеговой [192] впервые был определен кордиерит.

В объяснительной записке, составленной А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой к структурно-петрографической карте Украинского щита [104], в сжатой форме охарактеризованы горные породы коростенского комплекса преимущественно по материалам Коростенского (названного авторами Волынским) плутона. Породы Коростенского плутона авторами ошибочно отнесены к палеозою и помещены в сводной стратиграфической колонке между толкачевской (нижней) и белокоровичской (верхней) свитами овручской серии. В общем правильно разделяя граниты на две подгруппы (рапакиви и рапакивиподобные); А. Н. Козловская и М. И. Ожегова неверно причислили к рапакививидным биотитовые граниты Лезниковского массива.

С последней фазой формирования Коростенского плутона авторы связывали образование кварцевых порфиров, распространенных по южной окраине Овручской синклинали вдоль субширотного разлома.

В 1957 г. была опубликована коллективная работа «Пегматиты Волыни» геологов ИГН АН УССР М. Н. Ивантишина, И. Л. Личака и И. Д. Царовского и Волынской экспедиции В. Т. Клочкова и Л. П. Чернышковой.

В этой монографии подведены итоги изучения камерных пегматитов Коростенского плутона; в ней впервые полно описаны структура пегматитового поля, морфология и внутреннее строение пегматитовых тел, их минералогия и условия образования, охарактеризованы вторичные скопления мориона. В монографии высказано предположение о широком развитии в плутоне метасоматических процессов при формировании основных пород и гранитов группы рапакиви. Исходя из намеченных закономерностей в размещении пегматитовых тел авторы рекомендовали в качестве наиболее перспективного района для постановки поисковых работ на «слепые» пегматитовые тела западную дуговую часть пегматитового поля в пределах Дворищанского и Вишняковского участков.

В объяснительной записке к тектонической карте Украинской ССР и Молдавской ССР И. Л. Личак [154] связывал формирование сложных плутонов коростенского комплекса с платформенным этапом развития Украинского щита и придавал главное значение в становлении таких сложных плутонов разломной тектонике, а механизм образования объяснял опусканиями и поднятиями блоков щита.

Систематическое изучение Коростенского плутона геофизическими методами началось после Великой Отечественной войны примерно с 1951 г., когда впервые была проведена магнитная съемка срединной части Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива (В. К. Филимонов и А. Н. Барабанова). В последующие годы весь этот массив был покрыт гравиметрической съемкой (И. А. Балабушевич и Ю. П. Мищенко), проводились профильные магнитометрические и гравиметрические исследования зон его контакта, проведены магнитная съемка Чоповичского габбро-анортозитового массива (К. А. Болюбах, В. М. Егоров и др.), магнитная и гравиметрическая съемки с комбинированным электропрофилированием Кривотинского массива основных пород (С. А. Шмарьян, В. М. Беланов и др.), делались попытки применения геофизических методов при поисках лабрадоритовых тел, пегматитов и другие работы.

Для изучения глубинного строения Коростенского плутона в 1962 г. отрядом геофизиков ИГ АН УССР под руководством В. Б. Соллогуба были проведены сейсмические исследования корреляционным методом преломленных волн [238—240]. В итоге были получены первые данные об особенностях глубинной структуры юго-западной части плутона.

В результате геолого-съемочных работ Житомирской экспедиции В. П. Бухаревым и И. В. Череватюком впервые был оконтурен (сугубо схематически) Коростенский плутон на востоке и на западе, намечены контурные очертания Чоповичского и Федоровского габбро-анортозитовых массивов.

В статье Н. Г. Докусовой [73] доказывается метасоматическое происхождение гранофировых и питерлитовых гранитов, а также генетическая связь с ними камерных пегматитов. Гранофировые и питерлитовые граниты Коростенского плутона рассмотрены автором как продукты длительной эволюции габбро-норитов, образовавшиеся в процессе метасоматоза и перекристаллизации этих пород под воздействием вначале гранитизирующих, а затем пегматизирующих растворов.

Б. П. Герасимчуком обобщены работы, проведенные Житомирской экспедицией по изучению геологического строения и никеленосности массивов основных пород Коростенского плутона. Несмотря на существенные различия между габбро-анортозитовыми массивами Коростенского плутона и массивами с промышленными никелевыми месторождениями, он все же считал первые потенциально никеленосными, предполагая наличие эпигенетических месторождений сульфидного никеля в плутоне.

Изучая источники питания ильменитовых россыпей северо-западной части Украинского щита, в том числе Коростенского плутона, И. Л. Личак [156] наметил закономерности в распределении титана между разновозрастными комплексами и слагающими породами. Если среди метаморфических комплексов повышенные концентрации титана характерны для более древних (архейских и раннепротерозойских) пород, то в магматических и интрузивно-метасоматических комплексах содержание титана возрастает от древних к более молодым, среди которых горные породы Коростенского плутона содержат наибольшие концентрации титана, уступая в этом лишь девонским эффузивам. Значение основных пород Коростенского плутона заключалось в том, что все их разновидности, несмотря на различное содержание титана, являлись главными источниками питания промышленных россыпей.

В 1965—1975 гг. юго-западная часть Коростенского плутона была повторно покрыта детальной геологической съемкой. Картирование обеспечивалось необходимым объемом бурения и сопровождалось детальной геофизической съемкой. Это позволило вести достаточно кондиционную геологическую съемку всей площади и более уверенно интерпретировать геофизические данные о ее глубинном строении. Тем не менее новых сколько-нибудь значительных данных получено не было.

По материалам этой геологической съемки В. П. Бухарев [46] разделил основные породы и граниты Коростенского плутона на две генетически обособленные формации, которые он связывает с двумя фазами становления плутона. В начальную фазу образовались массивы основных пород, причем первым внедрился лейкократовый дифференциат, а затем произошли дополнительные интрузии магм габбро-норитов и ультрабазитов, для которых автор допускает дайковую форму залегания. В следующую фазу образовались все граниты плутона, из которых в первую подфазу сформировался «главный гранитный интрузив», надо полагать, со всеми разновидностями гранитов группы рапакиви, а во вторую подфазу — биотитовые (лезниковские) граниты. В завершающую третью фазу образовались дайковые породы и, возможно, острив-ские граниты.

В 1969 г. И. Л. Личаком дана детальная минерало-петрографическая характеристика главнейших разновидностей гранитов Коростенского плутона, особенно подробно описана группа рапакиви, уточнена их номенклатура, выявлены их петрогенетические особенности. Эти особенности позволили рассматривать граниты группы рапакиви как неперемещенные, образовавшиеся в процессе дебазификации габбро-норито-монцонитовых пород плутона. Почти все граниты группы рапакиви пегматитоносны, содержат миароловые пегматиты. Время появления пегматитов связывается с завершающим этапом формирования рапакиви и рапакивиподобных гранитов, а в становлении пегматитов первостепенное значе-

ние отведено процессам перекристаллизации и замещения вмещающих гранитов.

Придавая важное значение в формировании горных пород Коростенского плутона процессам щелочного метасоматоза и перекристаллизации, И. Л. Личак [158] назвал коростенский комплекс пород интрузивно-метасоматическим.

Результаты многолетнего изучения геологии Коростенского плутона и петрографии пород, его слагающих, послужили фактической основой для настоящей работы автора.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

ОБЩИЕ ДАННЫЕ

Северо-западная часть Украинского щита, в которую входит Коростенский плутон, является областью наибольшего развития пород коростенского комплекса. Породы этого комплекса слагают здесь большое и довольно сложное по своему строению интрузивно-метасоматическое тело, названное В. С. Соболевым [235] сложным Коростенским плутоном, а А. А. Полкановым [210] Волынским плутоном габбро — лабрадоритов — гранитов — щелочных сиенитов.

Коростенский плутон расположен на севере Житомирской области (северо-восточное окончание его захватывает часть Киевской области) Украинской ССР и занимает площадь около 10 000 км^2. В плане его конфигурация напоминает неправильную трапецию, обращенную основанием к северу. На севере по линии сел Кишин — Жубровичи — Лугины — Васьковичи — Рудня-Базарская породы Коростенского комплекса прослеживаются почти на 150 км, на юге — не более чем на 50 км. В меридиональном направлении, по линии городов Черняхов — Коростень — Овруч, плутон растягивается почти на 100 км.

По прежним геологическим схемам, обычно изображавшим срединную часть плутона с главным Володарск-Волынским габбро-анортозитовым массивом, многие, в том числе автор, предполагали, что плутон несколько вытянут в северо-западном направлении согласно с общей направленностью главнейших его структурных элементов. Северо-западная ориентировка структурных элементов подтвердилась всеми последующими геологическими и геофизическими работами, а сам плутон после оконтуривания его, хотя и весьма приближенного, с северо-запада и с северо-востока оказался слегка удлиненным в северо-восточном, субширотном, направлении.

На западе, юге и востоке плутон контактирует с более древними глубоко метаморфизованными породами тетеревской серии (гнейсами, амфиболитами, кварцитами, доломитизированными известняками и др.), гранитами и мигматитами кировоградско-житомирского комплекса. На севере плутон ограничивается овручской эффузивно-терригенной толщей, с которой находится в очень

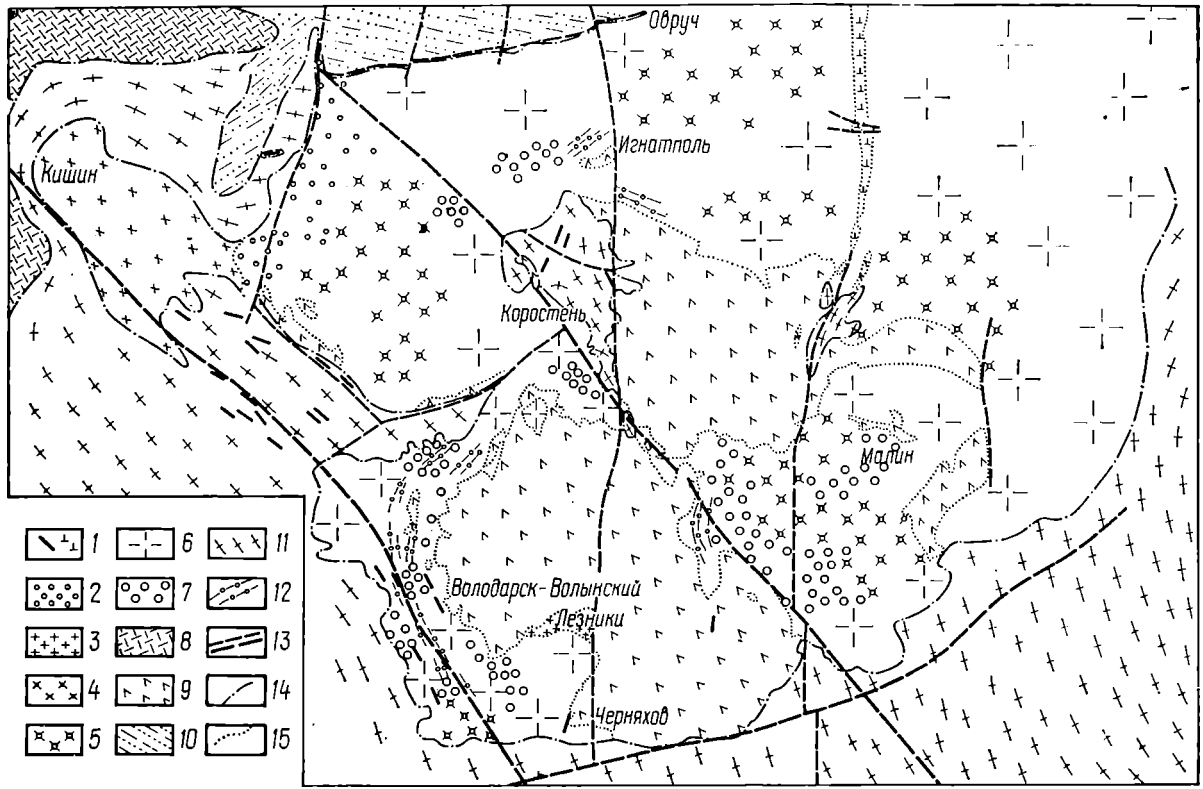


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта Коростенского плутона (составил И. Л. Личак, 1975):

1 — дайковые породы; **граниты:** *2* — порфировидные контаминированные (дивлинские), *3* — среднезернистые биотитовые (лезниковские), *4* — среднезернистые биотитовые (кишинские), *5* — крупнозернистые амфибол-биотитовые рапакивиподобные (степановские), *6* — разнозернистые биотит-амфиболовые рапакивиподобные (россоховские и коростенские), *7* — рапакиви мелко- и среднеовоидные, *8* — осницкого комплекса; *9* — основные (габбро-анортозитовые) породы; *10* — породы овручской эффузивно-осадочной серии; *11* — гнейсы, мигматиты, граниты кировоградско-житомирского комплекса; *12* — зоны ощелачивания (и окварцевания); *13* — разломы (слева направо: северо-западные — Володарск-Волынский, Коростенский; субмеридиональные — Немировский, Звиздальский); *14* — границы разновозрастных комплексов; *15* — границы разновидностей пород плутона.

сложных возрастных взаимоотношениях, установленных пока только для отдельных пород, а не для всей толщи.

Изучение взаимоотношений плутона с вмещающими породами сильно затруднено тем, что зоны его контактов скрыты наносами и, за немногими исключениями, недоступны непосредственному наблюдению. Поэтому на основании единичных обнажений и отдельных скважин, пробуренных за пределами плутона в приконтактных зонах, можно лишь в самых общих чертах охарактеризовать его форму и соотношение с боковыми породами.

Как показано на схематической геолого-петрографической карте (рис. 1), структурные элементы юго-западной и западной частей плутона ориентированы согласно с вмещающими гнейсами и мигматитами. В окрестностях сел Сколобова, Кошелевки, Сосновой Болярки и Зубринки (юго-западнее г. Володарск-Волынского) гнейсы и мигматиты с северо-западным простиранием наклонены в общем к северо-востоку, т. е. под породы плутона. Такие элементы залегания сохраняют вмещающие породы в районе Кривотинского габбро-анортозитового массива.

Дискордантной является восточная часть плутона, контактирующая с вмещающими гнейсами, амфиболитами и доломитизированными известняками тетеревской серии и породами кировоградско-житомирского комплекса. В обнажениях вдоль берегов р. Тетерева наряду с северо-западным простиранием гнейсов и мигматитов отмечалось северо-восточное субширотное с северо- и юго-восточным соответственно азимутами падения.

Если такие элементы залегания вмещающих толщ выдержаны вдоль запад-юго-западного и восточного контактов (разумеется, возможны местные отклонения) и сохраняются на глубине хотя бы первых сотен метров, то в разрезе плутон может быть схематично представлен как бы «надвинутым» верхней частью на породы рамы в запад-юго-западном направлении с повернутой крутопоставленной юго-западной прибортовой частью и более выположенной северо-восточной.

СТРОЕНИЕ ПЛУТОНА

Коростенский плутон — сложное постскладчатое субплатформенное образование среднепротерозойского возраста. Его формирование связано с разломной (блоковой) тектоникой и происходило в период преобразования Украинского щита в платформенную «глыбовую» структуру.

В состав Коростенского плутона входят три группы пород, из которых главные — основные (габбро-анортозитовые) и кислые (граниты) при совершенно подчиненном значении щелочных.

Строение плутона осложнено отдельными массивами более древних гнейсов, гранитов, мигматитов и других пород, залегающих в нем в виде огромных отторженцев или слагающих, что более вероятно, большие «окна», т. е. являющихся выступами древнего основания. Такие породы известны севернее г. Коростеня,

где на участке сел Пашины — Бехи — Михайловка они образуют значительный массив площадью около 200 км^2; с трех сторон массив окаймлен гранитами группы рапакиви, а на востоке контактирует с основными породами плутона. Структура массива древних пород названного участка в общем согласна со структурой этой части плутона и характеризуется северо-западной ориентировкой большинства структурных элементов.

Древнейшие породы сел Ушомира и Пугачевки прослежены поисковыми и картировочными скважинами Житомирской геологической экспедиции далее на запад до перехода их в породы рамы. Следовательно, в данном районе имеется значительный выступ древнего фундамента, далеко вдающегося в плутон и, возможно, соединяющегося на глубине с подобными породами массива, расположенного севернее г. Коростеня, в окрестностях сел Пашины — Бехи — Васьковичи.

Основные породы в Коростенском плутоне занимают почти четвертую часть его площади, примерно 2250 км^2, образуя четыре массива (Володарск-Волынский, Чоповичский, Федоровский и Кривотинский) и несколько меньших глыб, возможно, фрагментов других массивов, лишь частично вскрытых (Пугачевская, Кожуховская, Игнатпольская) и еще не вскрытых (Могилянская, Лугинская, Полчанская и др.) эрозией.

Формирование массивов основных пород относится к начальной стадии становления Коростенского плутона, когда анортозиты занимали, по-видимому, больше половины всей его площади. Остальная часть плутона была занята более древними осадочно-вулканогенными породами, слагавшими первоначальную его раму.

Массивы габбро-анортозитовых пород приурочены к зонам пересечения северо-западных разломов с субмеридиональными и северо-восточными. Согласно со структурой плутона ориентированы элементы протоструктуры массивов основных пород: параллельно-линейные и первично-полосчатые текстуры, тела лабрадоритов и габбро-норитов в срединных частях массивов, а также шлировые выделения или сегрегации ультраосновного состава.

Володарск-Волынский габбро-анортозитовый массив (называвшийся ранее Волынским) расположен в бассейнах рек Ирши и Быстриевки и их притоков — Тростяницы и Лемли, где занимает площадь примерно в 1250 км^2. Этот массив главный в плутоне по размерам, разнообразию слагающих пород и значению с точки зрения месторождений полезных ископаемых. Из всех массивов он наиболее дифференцирован, среди его пород известно много разновидностей — от лейкократовых анхимономинеральных лабрадоритов до меланократовых габбро-норитов и ультрамафитовых пород.

Володарск-Волынский массив имеет неоднородно-зональное строение, впервые отмеченное П. И. Лебедевым [163]. В срединной части, сложенной преимущественно крупнозернистыми анортозитами и габбро-норито-анортозитами, изредка встречаются участки более мелкозернистых оливиновых габбро и габбро-норитов,

рассматриваемых некоторыми геологами в качестве самостоятельных интрузивных тел; в периферических частях массива преобладают более мелкозернистые, контактирующие с гранитами плутона, основные породы — габбро, габбро-нориты и габбро-монцониты, среди которых лишь изредка встречаются более крупнозернистые габбро-анортозиты. По расположению слагающих пород намечается кольцевая структура массива, слабо выраженная, возможно, из-за недостаточной обнаженности.

Как известно, А. А. Полканов [206, 210] выделял габбро-норитовые и монцонитовые породы краевых частей Володарск-Волынского массива под названием краевого комплекса и рассматривал их как остатки кровли «автономного габбро-лабрадоритового плутона». По его мнению, эти породы более ранние по отношению к крупнозернистым анортозитам срединных частей массива.

Как показали последующие буровые работы, мелкозернистые габбро-норитовые и монцонитовые породы залегают не только по периферии Володарск-Волынского массива, они встречаются в срединных его частях, где приурочены, вероятнее всего, к ослабленным трещиноватым зонам.

Чоповичский габбро-анортозитовый массив расположен в междуречье Уж — Ирша, северо-восточнее Володарск-Волынского массива, от которого отделен узкой (около 2 км) полосой более молодых гранитов. В Коростенском плутоне он занимает большую (около 800 км^2) площадь и ориентирован в северо-западном направлении, в плоскости эрозионного среза напоминает огромный ковш с большим изогнутым (в виде ручки) ответвлением.

Более половины массива слагают крупнозернистые габбро-норито-анортозиты, в которых изредка встречаются небольшие тела анортозитов (и лабрадоритов) и тяготеющих к периферии более мелкозернистых габбро-норитов и габбро-монцонитов.

По сравнению с Володарск-Волынским габбро-анортозитовым массивом в Чоповичском массиве (судя по данным немногих скважин и нескольким обнажениям вдоль р. Ужа) габбро-норитовые и габбро-монцонитовые породы развиты незначительно. Наряду с последними в краевых частях массива, на контакте с рапакивиподобными гранитами, встречаются анортозиты, как, например, светло-серые и зеленовато-белые крупно- и среднезернистые анортозиты на правом берегу р. Шестеня между селами Васьковичами и Межиричкой.

Подобные анортозиты вскрыты скважинами в Федоровском, Кривотинском и Володарск-Волынском массивах, а также обнажаются на левом берегу р. Добрыньки у с. Буки. Однако ни в одном случае не были установлены их взаимоотношения с темно-серыми анортозитами.

Описывая ксенолиты белых анортозитов в габбро сел Бучков и Млинов, В. С. Соболев [236] склонен был относить их к наиболее ранней фазе становления Коростенского плутона.

Федоровский массив в 1970-е годы был разбурен немногими картировочными и поисковыми скважинами (Житомирская геоло-

гическая экспедиция, трест Киевгеология). Судя по данным бурения, площадь массива не превышает 80 км². Небольшая часть его была давно вскрыта в одном из карьеров (№ 31 МПС СССР) по добыче бутового камня в окрестностях с. Украинки (бывшее с. Пинязевичи) и принималась ранее за ксенолит анортозитов в мелкоовоидном рапакиви.

Массив сложен габбро-анортозитами и подчиненными им более мелкозернистыми габбро, габбро-норитами и габбро-монцонитами, приуроченными к краевым его частям; он как бы ориентирован в северо-восточном направлении и прослежен примерно на 18 км. Эта ориентировка весьма условна, ибо Федоровский массив может оказаться юго-восточным окончанием Чоповичского массива, с которым соединен на глубине, а сверху перекрыт гранитами группы рапакиви. В пользу такого предположения свидетельствует большое ответвление Чоповичского массива, изогнутое в сторону Федоровского, и небольшое тело габбро-анортозитов, залегающее почти посередине гранитного поля, северо-восточнее г. Малина.

Кривотинский массив основных пород расположен в северо-западной части Коростенского плутона, в экзоконтакте с более древними породами в виде узкой (не более 3 км) полосы, прослеженной поисковыми скважинами (Житомирская геологическая экспедиция) на 12—15 км. Общая площадь его не превышает 35 км². Массив вытянут в северо-западном направлении согласно с северо-западными структурами плутона и вмещающих пород. С трех сторон он окаймлен гранитами плутона, а на юго-западе контактирует с гнейсо-мигматитовой толщей.

Массив сложен средне- и мелкозернистыми габбро, габбро-норитами и габбро-монцонитами, приуроченными к экзоконтактной его части, а также более крупнозернистыми лейкократовыми анортозитами и габбро-норито-анортозитами, расположенными преимущественно в эндоконтакте с гранитами плутона. При таком неоднородно зональном распределении разновидностей основных пород в массиве вполне возможно, что северо-восточная часть его перекрыта гранитами, а сам он наклонен к северо-востоку, залегая согласно с контактирующими гнейсо-мигматитами не только по простиранию, но и на глубину.

Сопоставляя структурное положение Кривотинского массива и Пугачевской глыбы основных пород, залегающей также в экзоконтакте плутона, можно не без оснований предположить, что обе структуры приурочены к кольцевому разлому (или нескольким кольцеобразно расположенным разломам), как бы ограничившему блок рапакивиподобных гранитов и так называемых контаминированных порфировидных гранитов и несколько обособившему их от главных габбро-анортозитовых массивов.

Известными в настоящее время массивами не исчерпывается наличие габбро-анортозитовых пород в плутоне. Ниже будет показано, где возможны находки тел основных пород и какие имеются к тому основания.

Из пород, входящих в состав плутона, наиболее развиты граниты, распространенные на огромной площади, превышающей 7000 км^2. Почти со всех сторон окаймляют они массивы основных пород, занимая обширную территорию, особенно в северной части плутона в бассейнах рек Ужа, Жерева и Норыни.

Граниты в плутоне представлены многими разновидностями разного возраста и генезиса. Самой большой и наиболее важной является группа гранитов рапакиви, относимая большинством геологов к главной интрузивной фазе. Остальные граниты вместе с жильными породами гранитного ряда слагают несравненно меньшие участки и имеют сугубо подчиненное значение.

На схематической карте плутона (см. рис. 1) показаны, в соответствии с ее масштабом (1 : 500 000), наиболее значительные по своему развитию разновидности гранитов. Среди гранитов группы рапакиви наибольшее распространение имеют рапакивиподобные биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые. В обширном поле развития этих гранитов настоящие рапакиви слагают незначительные участки и связаны с ними, а также с почти безовоидными средне- и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами постепенными переходами.

Из-за отсутствия между всеми разновидностями гранитов группы рапакиви четких контактов площади их распространения не выделены на схеме в сколько-нибудь обособленные массивы. Совершенно постепенные переходы многих разновидностей гранитов данной группы отмечались в литературе неоднократно. Так, В. И. Лучицкий [161] писал о наблюдавшихся им постепенных переходах рапакиви Радомысльского массива в среднезернистый гранит, аналогичный аландскому граниту южной окраины Балтийского щита.

Постепенные переходы между коростенским и россоховским гранитами отмечал Н. И. Безбородько у сел Гамарни и Щербатовки [28].

В. С. Соболев [236] установил постепенный переход рапакиви в безовоидные крупнозернистые биотитовые граниты у хут. Рихта и почти полную идентичность рапакиви с биотит-амфиболовыми гранитами. Такие взаимоотношения между разновидностями гранитов группы рапакиви наблюдались им на многих участках плутона, и в настоящее время вряд ли кто станет их оспаривать.

Закономерности в распространении гранитов группы рапакиви во многом обусловлены их взаимоотношениями с массивами основных пород. Так, в непосредственных контактах с основными породами краевых частей габбро-анортозитовых массивов развиты преимущественно зеленовато-темно-серые мелкоовоидные биотит-амфиболовые с оливином и пироксеном граниты, которые по мере удаления от контакта постепенно сменяются среднеовоидными биотит-амфиболовыми, а затем слабопорфировидными и равномернозернистыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми разновидностями.

По таким зеленовато-темно-серым мелкоовоидным разновидностям рапакиви (с оливином и пироксеном) в Коростенском плутоне можно с большой вероятностью наметить участки с близким к ним залеганием основных пород. Например, у с. Лугин, на правом берегу р. Жерева и севернее с. Полча, вдоль левого притока р. Полчанки обнажаются зеленовато-темно-серые биотит-амфиболовые рапакиви и рапакивиподобные граниты с оливином и пироксеном. На этих участках пока неизвестны габбро-анортозитовые массивы, однако их влияние на окружающие и близко залегающие породы выражается в появлении таких зеленовато-темно-серых разновидностей гранитов рапакиви, поэтому можно с уверенностью предположить, что они находятся где-то поблизости.

Точно также по наличию зеленовато-темно-серых мелкоовоидных гранитов рапакиви с оливином, вскрытых Щорсовским карьером юго-западнее г. Коростеня, можно с уверенностью предположить близкое к этим гранитам залегание основных пород, не вскрытых эрозией.

При определении возрастных соотношений между гранитами группы рапакиви и породами габбро-анортозитовых массивов и установлении закономерностей размещения их в плутоне необходимо помнить о таких достоверных фактах.

Во-первых, из работ В. Е. Тарасенко [248] и особенно Н. И. Безбородько [28] известно о постепенных переходах между отдельными разновидностями основных пород. Так, Н. И. Безбородько [28] писал, что «примеры резкой обособленности анортозитов и габбро в поле не наблюдались. Наоборот, наблюдается в поле часто постепенная смена мелкозернистой и среднезернистой габбровой фации на фацию порфировидную и далее на крупнозернистую и крупнопорфировидную анортозита (лабрадорита)».

Такие постепенные переходы можно наблюдать вдоль р. Ирши у северной окраины г. Володарск-Волынского, вдоль р. Верхней Иршицы у Теренецкого моста, в карьере выше с. Буки по р. Добрыньке, вдоль р. Тростяницы на участке сел Вихля — Губенково и в других обнажениях.

Во-вторых, бесспорным фактом является наличие определенных зон на контактах рапакивиподобных гранитов и габбро-норитовых пород с постепенными переходами последних в габбро-сиениты, граносиениты и мелкоовоидные граниты. Также несомненно наличие постепенных переходов между наиболее распространенными гранитами группы рапакиви, отсутствие между ними отчетливых контактов, по которым можно было бы в какой-то мере судить о разновременном их образовании.

Образование гранитов группы рапакиви большинство геологов связывает со второй фазой формирования сложного плутона. Основанием для такого предположения служат наличие ксенолитов основных пород в гранитах, явления якобы контактного воздействия гранитов на основные породы и контаминация самих гранитов материалом основных пород, а также и то, что жильные граниты, как и гранитные (камерные и др.) пегматиты, обычно

приурочены к зонам контактов гранитов и основных пород и не встречаются в срединных частях габбро-анортозитовых массивов.

Изучение ксенолитов габбро-анортозитовых пород в гранитах рапакиви показало, что они являются псевдоксенолитами и должны рассматриваться как остатки основных пород, сохранившихся в процессе незавершенной дебазификации.

Среди гранитов Коростенского плутона, не относящихся к группе рапакиви, наиболее важны собственно три разновидности равномернозернистых биотитовых гранитов, различных по текстурно-структурным особенностям, составу и относительному возрасту.

Более древние граниты развиты по окраинам плутона, особенно в северо-западной его части, где слагают довольно значительный Кишино-Жубровичский массив. Принадлежность этих гранитов к Коростенскому плутону некоторыми геологами (относящими их к осницкому комплексу) оспаривается.

В юго-западной части плутона развиты розово-красные среднезернистые биотитовые граниты Лезниковского массива, относимые многими к рапакиви.

Среди рапакивиподобных гранитов плутона нередко встречаются серые и розово-серые мелкозернистые биотитовые граниты, не относящиеся к группе рапакиви. Эти граниты тяготеют к габбро-анортозитовым массивам и залегают в них в одних случаях в виде жил в основных породах, в других — секут рапакивиподобные граниты, например вблизи Острівской каменоломни (южнее с. Зубринки), у сел Млинов, Боровицы и др.

Самая незначительная в плутоне группа щелочных пород. Это наиболее поздние и относительно низкотемпературные продукты щелочного (натриевого) метасоматоза, образующие зоны ощелачивания (и сопутствующего окварцевания) в рапакиви и рапакивиподобных гранитах. Эти зоны обычно приурочены к кольцевым нарушениям вокруг габбро-анортозитовых массивов, например Володарск-Волынского [148].

Распространение щелочных пород в плутоне не ограничивается известными в настоящее время зонами, о чем свидетельствуют находки их вблизи Чоповичского массива, Игнатпольской глыбы основных пород и на других участках. Несомненно, они развиты значительно шире, однако в условиях слабой обнаженности пока не удалось выявить их вокруг других габбро-анортозитовых массивов и полностью оценить их значение в плутоне.

Наконец, отдельную группу в плутоне составляют дайковые породы, представленные разновидностями основного, среднего и кислого составов. Дайковые породы связаны с тектоническими трещинами в плутоне, из которых одни приурочены к мощным разломам более глубокого заложения (например, Звиздаль-Залесская дайка), другие — к более мелким прототектоническим трещинам.

Как отмечено выше, геологическое строение Коростенского

плутона осложнено разломной (блоковой) тектоникой. Его формирование сопровождалось не только мощными разломами, но и многочисленными опусканиями и поднятиями отдельных блоков Украинского щита.

По мнению автора [154], Коростенский плутон размещен в зоне главных разломов северо-западного (310—330°) простирания, представляющей собой систему тектонически сопряженных нарушений и трещин. Эта зона связана с глубинными разломами, обусловившими крупноблоковое строение плутона с последующей трансформацией отдельных его частей в кольцевые структуры [158].

Разлом, ограничивающий зону с юго-запада, прослежен геофизиками далее на северо-запад до пересечения с Сущано-Пержанской зоной и назван Кривотинским. На схематической карте плутона (см. рис. 1) этот разлом показан на некотором удалении от Кривотинского габбро-анортозитового массива и назван Володарск-Волынским.

Почти параллельно, в том же северо-западном направлении, проведен второй разлом, называемый одними геофизиками Центральным, а другими — Коростенским. Этим разломом как бы отделены друг от друга два больших (Чоповичский от Володарск-Волынского) габбро-анортозитовых массива. Наличие Коростенского разлома давно предполагалось геологами и подтвердилось геофизиками по максимальным градиентам силы тяжести (гравитационной ступени).

По расчетным геофизическим данным [240], оба эти разлома (Володарск-Волынский и Коростенский) наклонены к северо-востоку, причем более пологий Володарск-Волынский разлом, возможно, на глубине соединен с Коростенским, разделяющим массивы основных пород.

На той же схеме (см. рис. 1) показаны два больших субмеридиональных разлома. Один из них Звиздальский (в его зоне залегает мощная дайка габбро-диабазов), несомненно, продолжается далее к югу, возможно с некоторым затуханием, до пересечения с Коростенским разломом. Второй — Немировский — является северным продолжением мощного разлома, идущего с юга в направлении г. Черняхов — с. Топорище, вдоль контакта более древних пород с Чоповичским массивом и далее, ограничивающего с востока Игнатпольскую глыбу основных пород и уходящего в направлении с. Збранки.

Кроме этих главных (северо-западных и субмеридиональных) разломов, в плутоне, несомненно, имеются и другие, менее значительные по размерам и глубине заложения разрывные тектонические нарушения.

Геофизики (В. М. Егоров и др.) предполагали разломы в зонах резкого изменения магнитного и гравитационного полей. На этом основании, например, они проводят субширотный Теренецкий разлом, якобы разделяющий пегматитовое поле западного контакта Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива

на южную продуктивную и северную, пока непромышленную, части, а также Емилевский, Зубринский и другие субширотные разломы.

После опубликования известных монографий по Коростенскому плутону В. С. Соболева [236] и А. А. Полканова [210] было получено много нового фактического материала, значительно дополнившего наши познания по геологии и петрографии плутона, но только самой верхней его части. Что же касается глубинного его строения и формы залегания, то геологи и в настоящее время, не располагая достоверными данными, ограничиваются в трактовке этих трудных вопросов самыми общими суждениями, не выходящими из области гипотетических.

Как известно, в свое время Н. И. Безбородько, выделяя отдельные типы некоторых гранитов Украинского щита [25], допускал для них батолитовую форму залегания [26, 30] на том основании, что они сохраняют однотипность на больших площадях в несколько сотен квадратных километров. Такую форму залегания, например, он предполагал для так называемой коростенской магмы, производными которой являются коростенский, россоховский, лезниковский и пержанские граниты. Расчленяя продукты магматических процессов на три горизонта, автор относил эти граниты к породам мезомагмы, с которой неизбежно, по его мнению, связывается представление о батолитовой, или «непредельной», форме залегания гранитоидных масс.

Батолитообразную форму Выборгского массива рапакиви отстаивал В. Гакман [313], хотя и описывал эти граниты после В. Вааля [333], допускавшего как наиболее вероятную пластиноподобную форму залегания гранитов этого массива.

В. С. Соболев [236], приняв во внимание огромные размеры Коростенского плутона, сравнительно гипабиссальный облик слагающих пород, впервые отмеченный Н. И. Безбородько [23], наличие в плутоне нескольких массивов основных пород, а также более древних гранитов и гнейсов, сделал вывод о плоской пластоили линзообразной форме плутона, мощность которого должна измеряться несколькими километрами.

Не разделяя мнения В. Гакмана, В. С. Соболев рассматривал участки древних пород в плутоне как выступы основания, а не останцы его кровли, и считал, что гипабиссальный облик гранитов рапакиви плутона противоречит гипотезе о батолитовой форме Выборгского массива рапакиви.

А. А. Полканов [203—206, 210], исследования которого по структуре главного Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива не подтвердили представления П. Н. Чирвинского [290, 291] о лакколитообразном залегании габбро-анортозитов в районе г. Володарск-Волынского и с. Паромовки, считал интрузию габбролабрадоритов Волыни автономным и типичным плутоном платформы-кратогена овручского времени, а по форме — межформационным хонолитом. Межформационная интрузия образовалась, по его мнению, при пассивном заполнении магмой полости между

толщей осадков овручской серии и породами архейского основания.

К представлению о батолитовой форме интрузий рапакиви склонялся П. Г. Судовиков [244], считавший типичной чертой дисгармоничных плутонов рапакиви их сквозной, т. е. «бездонный», характер. Рассматривая проблему рапакиви и посторогенных интрузий с общегеологических позиций, он считал, что главнейшие особенности гранитов рапакиви не совместимы с представлениями о пластовой форме их интрузии, при которой допускалось ничем не обоснованное горизонтальное течение «сухой» гранитной магмы на десятки километров.

По данным геофизических исследований, физическое поле Коростенского плутона очень сложное, состоит из многих различных (по размерам и конфигурации, интенсивности и знаку) магнитных и гравитационных аномалий. Наличие таких аномалий отражает большую неоднородность плутона, обусловленную разнообразием слагающих пород, их сложными взаимоотношениями, различными мощностями и глубиной залегания. К сожалению, не все аномалии, особенно региональные, могут однозначно интерпретироваться, чем, собственно, снижается значение геофизических данных.

Например, Володарск-Волынская положительная аномалия силы тяжести, выявленная гравиметрической съемкой, дважды интерпретировалась В. М. Егоровым и оба раза геологически поразному. В первом варианте возмущающее аномалию тело сопоставлялось с габбровыми породами, полого погружающимися под граниты с центром аномальных масс, расположенным на глубине 3 км. Второй вариант был предложен после сейсмических работ, проведенных в 1962 г. ИГ АН УССР. По этому варианту интерпретации интрузивные (в том числе основные) породы Коростенского плутона якобы залегают на амфиболитах и пироксеновых гнейсах с плотностью большей, чем у габбро-анортозитов, и меньшей, чем у габбро.

Оба варианта, по мнению А. В. Стекольниковой и др. (Топорищанская геофизическая партия), не приемлемы. Чтобы избыточная плотность соответствовала фактическим данным (0,15—0,20 г/см^3), необходимо допустить распространение основных пород на глубину 2—4 км, на которой они должны подстилаться более легкими породами. По интерпретации этих исследователей Володарск-Волынской гравитационной аномалии, главный габбро-анортозитовый массив имеет уплощенную форму и подстилается гранитами и гнейсо-мигматитами; мощность основных пород в срединной части массива не превышает 500 м, а в зоне контакта с гранитами плутона (в эпицентре аномалии) достигает 4 км.

В 1962 г. отряд геофизиков ИГ АН УССР под руководством В. Б. Соллогуба впервые использовал корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) для изучения глубинного строения Коростенского плутона. С опытно-методической целью был проложен один сейсмический профиль длиной в 30,7 км с юго-запада на северо-восток по линии Володарск-Волынский — Чоповичи.

В 1963 г. сейсмические исследования ИГ АН УССР в юго-западной части Коростенского плутона были продолжены вдоль второго профиля длиной в 73 км, проложенного несколько юго-восточнее и параллельно первому профилю. Второй профиль пересек контакт вмещающих пород древней рамы с гранитами плутона, контакт последних с основными породами Володарск-Волынского

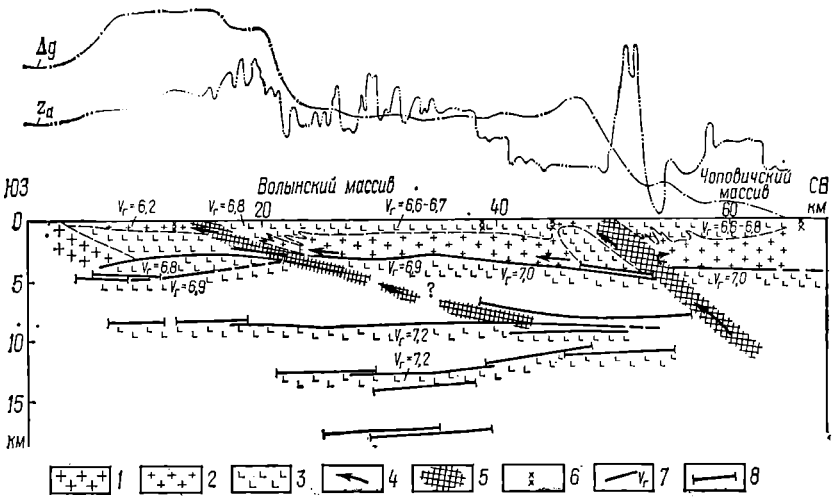


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез верхней части земной коры Коростенского плутона (составили В. Б. Соллогуб, Л. Т. Калюжная, В. М. Егоров, А. В. Чекунов [288]):

1 — гранито-гнейсы и мигматиты древнего комплекса; *2* — граниты коростенского комплекса; *3* — габбро-лабрадориты коростенского комплекса; *4* — предполагаемые направления внедрения кислой магмы при образовании коростенских гранитов; *5* — зона крупных разломов; *6* — мелкие разломы; *7* — преломляющие горизонты с указанием граничной скорости (в км/с); *8* — отражающие горизонты

габбро-анортозитового массива, весь этот массив в северо-восточном направлении и юго-западную часть Чоповичского габбро-анортозитового массива.

Новейший вариант геологической интерпретации второго профиля ГСЗ показан на геолого-геофизическом разрезе юго-западной части Коростенского плутона (рис. 2).

На этом разрезе мощность гранитов под основными породами Володарск-Волынского массива изменяется от 1,0 до 2,3 км, а под Чоповичским габбро-анортозитовым массивом достигает 2,5—3,0 км. Граниты отделены довольно отчетливой преломляющей границей от подстилающих пород, плотность которых (2,9 г/см^3) превышает плотность залегающих выше габбро-анортозитов и лабрадоритов (2,71—2,73 г/см^3) и немного меньше плотности габбро и габбро-норитов (3,0 г/см^3). На глубине 8,0—8,8 км встречена вторая также довольно отчетливая преломляющая граница, отделяющая от вышележащих неизвестных пород породы с граничной скоростью 7,2 км/с, обозначенные авторами как габбро-лабра-

дориты. Такие же породы встречены на глубине 11,0—12,5 км, на которой отделены от вышележащих неизвестных пород довольно отчетливой преломляющей границей.

Сопоставляя гравитационные данные с данными ГСЗ, К. А. Болюбах [40] составила схематический геолого-геофизический разрез земной коры в юго-западной части Коростенского плутона (рис. 3). Строение плутона до глубины 20 км, предполагаемой поверхности Конрада, ею представлено в виде чередующихся пластин габбро-

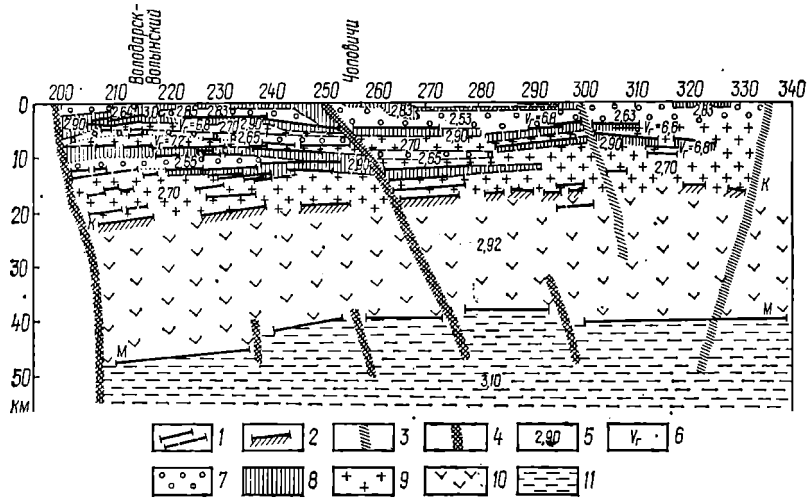


Рис. 3. Схематизированный геолого-геофизический разрез земной коры и верхней мантии в районе Коростенского плутона (составила К. А. Болюбах):

1 — сейсмические горизонты; *2* — поверхность Конрада; **разрывные нарушения по данным**: *3* — гравиметрии, *4* — сейсмометрии; *5* — плотность (в г/см³); *6* — граничная скорость распространения упругих волн (в км/с); *7* — граниты рапакиви; *8* — основные породы; *9* — гранитный слой; *10* — базальтовый слой; *11* — зона разуплотнения в верхней мантии

анортозитовых и гранитоидных пород мощностью от 0,5 до 3 км. Основные породы приурочены к границам с высокими скоростями распространения упругих волн (6,8—7,2 км/с). Граниты с плотностью 2,63—2,70 г/см³, переслаивающиеся с основными породами, обозначены ею как рапакиви. Граниты с плотностью 2,70 г/см³ автор не решилась отнести к рапакиви, а назвала породами гранитного слоя.

Как известно, Коростенский плутон размещен в зоне гравитационного минимума, значение которого не компенсируется значениями положительных гравитационных аномалий над массивами габбро-анортозитовых пород в плутоне.

В зонах еще больших значений гравитационного минимума находятся массивы южной окраины Балтийского щита — Выборгский, Ахвенисто, Лайтила, Вехма и Аландских островов [208]. Высокие отрицательные аномалии силы тяжести над этими массивами, по мнению П. Эскола, указывают на значительную мощность

плоских щитообразных тел. Геологической особенностью массивов рапакиви Балтийского щита является их ассоциация с мелкими телами основных пород (габбро и анортозитов), развитых в непосредственной близости к таким массивам.

Габбро-анортозитовые массивы в Коростенском плутоне занимают значительные площади и приурочены к зонам глубинных разломов. При блоковом строении северо-западной части Украинского щита основные породы плутона, сформированные на большой глубине, по-видимому, были выжаты по разломам в более верхние горизонты, где они залегают в виде тел с меньшей мощностью по сравнению с мощностью гранитов и других более легких пород.

Неясным остается вопрос, на который не дает ответа и геофизика, а именно: все ли граниты, подстилающие габбро-анортозитовые массивы и вызывающие депрессию силы тяжести, относятся к плутону или имеются более древние породы, близкие по физическим свойствам к гранитам плутона. О наличии таких более древних пород можно судить по их выступам в плутоне в виде «окон» на поверхности и по керну скважин, вскрывших их под покровом мезо-кайнозойских отложений.

Возможно, породами архейского основания сложена та пологая антиклинальная складка, которая впервые была отмечена Г. К. Кужеловым [122] по данным магнитных исследований. Сопоставляя гипсометрию поверхностей плутона и древнего фундамента, этот автор пришел к выводу, что при формировании плутона происходило блоковое опускание части фундамента, при котором плутон оказался как бы врезанным (разумеется, по разломам) в него на некоторую глубину.

Такая трактовка механизма формирования плутона не противоречит изложенному выше объяснению столь высокого залегания основных пород плутона, тем более что при опускании одной части фундамента могла подниматься в «гравитационно-активном» слое другая, даже рядом находящаяся его часть.

О. Б. Гинтов и др. [66] на основании анализа геофизических данных по Коростенскому плутону считают, что он развивался по типу кольцевых тектоно-магматических структур.

Элементы кольцевых структур в Коростенском плутоне устанавливались по геологическим данным и раньше [149, 158], однако он не рассматривался как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура, изображенная О. Б. Гинтовым и др. [66] в виде идеализированной схемы без учета особенностей геологического строения и действительных контурных очертаний плутона.

По нашим данным, в Коростенском плутоне имеется несколько (не менее четырех) кольцевых структур, выраженных в неоднородно-зональном строении габбро-анортозитовых массивов, в дуговых зонах ощелачивания и окварцевания и в зональном размещении гранитов рапакиви вокруг этих массивов. Закономерная последовательность в размещении пород, слагающих такие структурные участки, необъяснима одной пространственной связью основных пород плутона с гранитами рапакиви.

На Украинском щите возраст пород коростенского комплекса, в том числе Коростенского плутона, непосредственно не определялся ни в одном из его районов; нигде не определена верхняя возрастная граница пород коростенского комплекса, ибо на размытой поверхности его плутонов (Коростенского и Корсунь-Новомиргородского) залегают отложения моложе среднемезозойских.

Поэтому геологи, не располагая прямыми доказательствами при определении возраста пород коростенского комплекса, обычно руководствовались данными сравнительного анализа пород аналогичных комплексов других районов, далеко отстоящих от Украинского щита.

Кроме Украины, граниты рапакиви широко развиты на Балтийском щите — Выборгский, Салминский (или Приладожский), Ахвенисто, Лайтила, Вехма, Нордингра, Рагунда и другие плутоны. Граниты группы рапакиви были вскрыты глубокими скважинами в Прибалтике в области отрицательного гравитационного поля (Пилтенско-Рижский и другие массивы). Рапакиви всех этих районов, расположенных по окраинам Восточно-Европейской платформы, петрологически сходны и, вероятно, одновозрастны. К сожалению, и здесь их верхняя возрастная граница не определяется вполне достоверно.

Многие геологи, изучавшие кристаллические породы Украинского щита, после работ В. И. Лучицкого, впервые установившего петрологическую аналогию рапакиви Украины, Финляндии и Швеции, долго считали йотнийский (позднедокембрийский) возраст этих гранитов, как и всего коростенского комплекса, достаточно обоснованным. Такое мнение разделялось авторами почти всех стратиграфических схем докембрия Украины.

В одной из последних своих работ В. И. Лучицкий [172] попытался «омолодить» рапакиви и рапакивиподобные граниты. На основании того, что в рапакивиподобных гранитах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов были обнаружены щелочные породы, он считал возраст рапакиви и рапакивиподобных гранитов близким к возрасту щелочных пород Приазовья. Сопоставляя дайки щелочных пород Приазовья с дайками мончикитов и камптонитов, залегающими в нижнекаменноугольных отложениях, он полагал, что щелочные породы Приазовья, как и рапакивиподобные граниты коростенского комплекса, моложе нижнекаменноугольных отложений.

Подобное мнение в отношении послекембрийского возраста пород коростенского комплекса одно время разделяли И. С. Усенко [268] и А. Н. Козловская [104], относившие к палеозою в своих стратиграфических схемах докембрия Украины и сиенитовый комплекс Приазовья.

Палеозойский возраст коростенского комплекса геологически мало вероятен, не подтверждается он и данными изотопных

Порода	Место взятия пробы	Содержание, %			
		U	Th	Pb	^{204}Pb
Гранит малоовоидный биотит-амфиболовый	с. Папирня, правый берег р. Нориня	—	—	—	0,41
Гранит безовоидный амфибол-биотитовый	с. Степановка, р. Жерев	—	—	—	0,55
Рапакиви мелкоовоидный биотит-амфиболовый	с. Украинка (карьер № 6)	—	—	—	0,28
Гранит безовоидный биотитовый	с. Кишин	0,065	—	0,021	0,15
Гранит порфировидный биотитовый	с. Бехи (восточная окраина)	0,060	—	0,020	0,08
Рапакиви биотит-амфиболовый	Карьер вблизи г. Малина	0,022	0,018	0,008	0,34

определений, накопленных к настоящему времени в значительном количестве.

Раньше изотопный возраст гранитов коростенского комплекса определялся аргоновым методом по валовым пробам и по полевошпатовым фракциям гранитов главнейшими лабораториями Советского Союза (ВСЕГЕИ, ГЕОХИ АН СССР, ИГФМ АН УССР, ЛАГЕД АН СССР, РИ АН СССР) в интервале 1100 — 1350 ± ± 50 млн. лет.

Определяя тем же методом возраст гранитов коростенского комплекса по биотиту, в этих лабораториях неизменно получали более высокие цифры: * 1600—1750 ± 50 млн. лет. Так, по данным Н. П. Семененко и др. [230], изотопный возраст розового гранита из Игнатпольского карьера (Коростенский плутон), определявшийся в ИГН АН УССР, по породе 1420 млн. лет, по полевому шпату 1250, по биотиту 1772, розово-красного биотитового гранита из Лезниковского карьера (Коростенский плутон) — по полевому шпату 1357 млн. лет, а по биотиту 1706, овоидного гранита с. Самгородка (Корсунь-Новомиргородский плутон) — по породе 1290 млн. лет, по полевому шпату 1262, а по биотиту 1430.

По данным Н. И. Полевой и др. [202], изотопный возраст лезниковского гранита, определявшийся во ВСЕГЕИ, по породе 1360 млн. лет, по полевому шпату 1380, а по биотиту 1610, розово-красного слабоовоидного гранита из Емельяновского карьера (Коростенский плутон) — по породе 1150 млн. лет, а по биотиту 1660, серого мелкозернистого гранита из карьера у ст. Искренное (Кор-

* Полные сведения по изотопному возрасту пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов приведены в «Каталоге изотопных дат пород Украинского щита», Киев, Наук. думка, 1978 г. (*Прим. ред.*)

Таблица 1

гранитов (по цирконам)

Изотопный состав, %			Возраст, млн. лет				Принятое значение возраста, млн. лет
^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$	
62,82	12,14	24,61	1720	—	—	—	1720
55,29	13,38	30,78	1760	—	—	—	1760
68,21	11,20	20,28	1800	—	—	—	1800
68,61	9,81	21,43	1880	1450	1640	—	1880
69,99	9,39	20,54	1980	1560	1730	—	1980
64,84	11,77	23,05	1700	1550	1600	1080	1750

сунь-Новомиргородский плутон) — по полевому шпату 1470 млн. лет, а по биотиту 1580, зеленовато-темно-серого рапакиви из Прудянского карьера (Корсунь-Новомиргородский плутон) — по породе 1390 млн. лет, по полевому шпату 1310, а по биотиту 1640.

По данным М. С. Филлипова, изотопный возраст биотита лезниковского гранита, определявшийся в РИ АН СССР, 1835 млн. лет, а биотита из Емельяновского карьера 1850 млн. лет.

Самый надежный, по мнению большинства исследователей,— свинцово-изотопный метод, который, как указывал Н. П. Семененко [231], не получил должного применения при определении изотопного возраста гранитов коростенского комплекса вследствие малых количеств в них пригодных для этого акцессорных минералов. В качестве таких минералов могут быть использованы циркон и ортит.

Изотопный возраст ортита из рапакиви Прудянского карьера определен в лаборатории ИГН АН УССР в 1350 млн. лет [231].

Изотопный возраст циркона из малинского рапакиви (Коростенский плутон) был определен в ГЕОХИ АН СССР 1750 $\pm$ $\pm$ 50 млн. лет, циркона из рапакиви Устиновского карьера (Корсунь-Новомиргородский плутон) — 1750 $\pm$ 50 млн. лет, а биотита из этого же гранита — 1660 млн. лет [56].

Изотопный возраст зеленовато-темно-серого биотит-амфиболового рапакиви из Островской каменоломни (Коростенский плутон) был определен по роговой обманке в лаборатории ИГН АН УССР в 1330—1360 млн. лет [90].

Для более однозначного суждения о возрасте гранитов Коростенского плутона автором были отобраны цирконы из некоторых разновидностей гранитов и переданы для определения изотопного возраста в лабораторию отдела геохимии изотопов и радиогеохронологии ИГФМ АН УССР (аналитик Г. Д. Елисеева); одновре-

менно был передан циркон из более древнего порфировидного биотитового гранита (кировоградского, 1980 млн. лет), слагающего вместе с мигматитами и гнейсами в плутоне Беховский блок. Результаты определений изотопного возраста цирконов приведены в табл. 1, в которой для сравнения дано определение возраста циркона из малинского рапакиви, сделанное в ГЕОХИ АН СССР. По полученным определениям граниты Коростенского плутона датируются как среднепротерозойские, более древним (1880 млн. лет) из них оказался, как и предполагалось по геологическим данным, биотитовый гранит Кишино-Жубровичского массива.

Однако изотопный возраст гранитов плутона еще не определяет возраста всего плутона, в котором основные породы играют весьма существенную роль. Но в основных породах либо нет циркона, либо содержатся единичные зерна; для его сепарации потребовалось бы дробление большой (более 1 т) горной массы. Поэтому пришлось ограничиться определением аргоновым методом возраста двух образцов основных пород, содержащих калий (ИГФМ АН УССР, аналитик Ф. И. Котловская). Возраст оливинового габбро и габбро-норито-монцонита (табл. 2) оказался близок к возрасту

Таблица 2

Изотопный возраст габбро (по данным определения аргоновым методом)

Порода	Место взятия пробы	K, %	^{40}Ar, 10^{-7} г/г	Возраст, млн. лет
Габбро оливиновое	с. Гацковка, правый берег Нижней Иршицы; скв. 46, гл. 12 м	0,80	1,639	1700
Габбро-норито-монцонит оливиновый	В 0,4 км восточнее с. Шадура; скв. 6087, гл. 20 м	1,26	2,639	1820

гранитов плутона. По этим данным возраст основных пород не определяется с достаточной достоверностью, их надлежит рассматривать как предварительные и сугубо ориентировочные.

Таким образом, анализ всего изложенного позволяет рассматривать Коростенский плутон как глубинное постскладчатое (а не посторогенное) тело, формирование которого совпало, по-видимому, со временем проявления позднекарельского (средний протерозой) глыбового орогенеза. Коростенский плутон, будучи интрузивно-метасоматическим образованием, имеет более сложную форму залегания по сравнению с пластообразной (как считают некоторые геологи) формой залегания гранитов рапакиви. Сложность обусловлена наличием значительных масс основных пород, степень дифференцированности которых на глубинах остается неизвестной. Ясно только, что предложенная геофизиками ИГ АН УССР (В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым и др.) модель сложного многоярусного строения плутона не противоречит представлениям автора об интрузивно-метасоматическом генезисе его пород.

О НОМЕНКЛАТУРЕ ГЛАВНЕЙШИХ ПОРОД КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

Первыми объектами исследований в плутоне были лабрадоритовые породы, иризирующие разновидности которых разрабатывались как декоративный камень раньше, чем началось их изучение. Основные, преимущественно лабрадоровые, породы отдельных участков плутона Д. Сегет назвал сиенитами (К. М. Феофилактов — гиперстенитами, Г. Оссовский — гиперитами, Барбот де Марни — лабрадоритами, К. Хрущев — пертитофирами).

Первая научно обоснованная номенклатура основных пород Коростенского плутона была дана В. Е. Тарасенко [249] в его известной монографии о горных породах семейства габбро из Радомышльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний. Тогда он выделил шесть наиболее представительных, по его мнению, типов основных пород: лабрадориты, оливиновые нориты, оливиновые габбро как наиболее распространенные, а также оливин-пироксеновые сиениты, пироксеновые сиениты и амфиболовое габбро. Последние три типа с ограниченным распространением «обыкновенно в области развития гранитов» автор рассматривал как краевую фацию габбро-норито-сиенитовой (им же выделенной) формации. Кроме того, он установил тип переходной (между габбро и сиенитом) породы, назвав ее габбро-сиенитом.

Впоследствии к этим шести типам основных пород П. Н. Чирвинский [294] добавил в качестве самостоятельного члена форелленштейн. Под таким названием В. Е. Тарасенко [249] описал породу с. Рудни-Гацковской на р. Нижней Иршице, не выделив ее, однако, в отдельный тип по причине малого распространения и соподчинения оливиновому нориту, что в условиях Коростенского плутона более целесообразно.

Неоправданным также оказалось чрезмерное сужение П. Н. Чирвинским [294, 295] термина *лабрадорит* (отождествлявшегося с термином *анортозит*) в применении к основным крупнозернистым породам плутона. Из всех известных в Коростенском плутоне месторождений иризирующих анортозитов он назвал лабрадоритами лишь лабрадориты месторождения Новый Бобрик (возле с. Турчинки), а анортозиты остальных месторождений (Головинского, Каменнобродского, Добрынского и др.) назвал габбро-

норитами и габбро, что не соответствует действительности и на что раньше указывал Н. И. Безбородько [28].

П. И. Лебедев [163] типичные породы Коростенского плутона описал под названием волынского габбро-анортозито-чарнокитового комплекса и наметил в нем три серии образований — от наиболее кислой (гранофировые граниты) через среднюю (чарнокитовые породы) к основной (габбро-лабрадоритовые породы). Лабрадориты (анортозиты) и габбро-нориты отнесены к основной серии, а габбро-сиениты и другие сиениты, выделенные и описанные В. Е. Тарасенко [249],— к средней. При этом неоправданной оказалась замена термина *габбро-сиенит* (предложенного В. Е. Тарасенко для пород промежуточного состава) сборным и слишком общим термином *чарнокит* (не являющимся, по признанию самого автора, рациональным), что привело к неправильному отождествлению габбро-сиенитов Коростенского плутона с чарнокитовыми породами Побужья. Ошибочность такой замены отмечали в свое время В. И. Лучицкий [164] и В. С. Соболев [236].

Н. И. Безбородько [25, 26] объединил основные породы Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов под названием габбро-монцонитовой формации, в составе которой различал породы габбрового, анортозитового и монцонитового рядов. Отождествляя термины анортозит и лабрадорит [26], он относил к анортозитовому ряду лабрадориты, среди которых выделял две разновидности: более светлую типа турчинского серого среднезернистого лабрадорита (месторождение Новый Бобрик) и более темную типа головинского темно-серого крупнозернистого анортозита (Головинское месторождение). Для разностей, переходных между габбро и анортозитами, употреблял термин *габбро-анортозит* [26]. Описывая породы монцонитового ряда, он заменил некоторые двойные наименования пород, отражающие, по его мнению, большие и ничем не регулируемые колебания количественного минерального состава. Считая термин монцонит сборным, он предложил выделять среди монцонитов Волыни такие разновидности: а) кенталлениты, или оливиновые монцониты, вместо оливин-пироксеновых сиенитов, выделенных ранее В. Е. Тарасенко [249]; б) мангериты, или бескварцевые и безоливиновые монцониты, вместо пироксеновых сиенитов и бескварцевых габбро-сиенитов того же автора; в) кварцевые монцониты, более распространенные в Корсунь-Новомиргородском плутоне, предложил называть новым, во всех отношениях неудачным, термином украиниты. Несмотря на пространное обоснование автором новых названий переходных пород, его терминология не получила широкого признания.

Исследования последующих лет не внесли существенных изменений в номенклатуру основных пород плутона, предложенную В. Е. Тарасенко [249]. Этой номенклатуры придерживались с незначительными видоизменениями и дополнениями В. С. Соболев [236], А. А. Полканов [210] и другие геологи (в том числе автор), изучавшие основные породы Коростенского плутона.

Плагиоклазовые почти мономинеральные породы Коростенско-

го плутона издавна называются лабрадоритами. Под таким названием они описывались многими геологами начиная с 1869 г., когда Н. П. Барбот де Марни впервые назвал лабрадоритами крупнозернистые плагиоклазовые породы с. Каменного Брода на р. Быстриевка.

В отечественной петрографической литературе термин *лабрадорит* многими видными геологами отождествляется с термином *анортозит* (от фр. anorthose — плагиоклаз), по всей вероятности потому, что среди плагиоклазовых (анортозитовых) пород наиболее распространены лабрадориты. Однако для определения конкретного типа плагиоклазовой породы анортозит заменяется более точными наименованиями — битовнититом, лабрадоритом, андезинитом и др., в зависимости от преобладающего плагиоклаза. Термин *анортозит* чаще употребляется для определений формаций основных пород, например габбро-анортозитовая формация Волыни [163].

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [256] выделили два типа анортозитов: 1) битовнитовые, являющиеся составной частью стратифицированных основных лополитов, например Бушвельдского и др. (такие анортозиты в последнее время называют стратиформными); 2) андезиновые и лабрадоровые, слагающие большие массивы в докембрийских щитах или в цоколе древних платформ.

Анортозиты Коростенского плутона относятся ко второму типу и характеризуются преобладанием лабрадоровых разновидностей над андезиновыми. Однако основную массу в плутоне слагают не типичные лабрадориты или андезиниты, а такие разновидности анортозитов, в которых плагиоклазы представлены лабрадорами и андезинами, а среди темноцветных минералов, составляющих не более 10%, нередко преобладает гиперстен. Для плагиоклазовых пород плутона, в которых плагиоклазы представлены лабрадором и андезином, а темноцветных минералов содержится от 10 до 25%, целесообразно принять название габбро-норито-анортозиты. Среди основных пород плутона такие переходные разновидности наиболее развиты.

В ассоциации с габбро-норитовыми породами и на контактах с гранитами группы рапакиви развиты габбро-сиениты. В большинстве своем эти породы являются переходными между габбро-норитами и настоящими монцонитами, что отмечали в свое время Н. И. Безбородько [28] и В. С. Соболев [236].

По сравнению с основными породами номенклатура гранитов плутона оказалась менее упорядоченной и не только потому, что изучение гранитов началось почти на четверть века позже. Из кратких обзоров работ по гранитам легко убедиться насколько разной и трудно сопоставимой оставалась до последнего времени их номенклатура. Проиллюстрируем это на нескольких примерах из работ известных ученых.

Так, И. А. Морозевич [187], описывая граниты Волыни, разделил их, как и К. М. Феофилактов [276], на серые и красные. Среди последних он выделил лишь «фумарольную фацию» гранитов рек

Норыня и Жерева, содержащих значительные количества флюорита и отличающихся наличием роговой обманки и апатита, а красные граниты с. Могильного (ныне Полесское) и г. Искоростеня (ныне Коростень) рассматривал как микропегматитовые разновидности.

В. И. Лучицкий [161] различал в Радомышльском (Малинском) массиве рапакиви шесть разновидностей гранитов по окраске, структуре и минеральному составу: розовый рапакиви, темно-зеленый мелкоовоидный гранофировый рапакиви, мелкоовоидный микропегматитовый рапакиви, равномернозернистый безовоидный рапакиви, пироксеновый рапакиви, розовый гранофировый порфировидный гранит.

Н. И. Безбородько [23] в терминологию гранитов Волыни (в том числе Коростенского плутона) вводил географические наименования по тем участкам их развития, где выделенные им граниты представлены наиболее типичными разновидностями. Так, в Северной Волыни он выделил коростенский, россоховский и пержанский типы гранитов и считал их производными коростенской магмы. Позже им же был выделен лезниковский тип гранита, как производный той же магмы [28].

П. И. Лебедев [163] выделял в кислой гранитной серии волынского габбро-анортозито-чарнокитового комплекса такие граниты: 1) красные гранофировые, соответствующие коростенским, по Н. И. Безбородько; 2) порфировидные, соответствующие россоховским, по Н. И. Безбородько; 3) рапакиви.

В. С. Соболев [236], считая расчленение гранитов Н. И. Безбородько искусственным и неприемлемым, предложил использовать естественные признаки, выделив три группы: 1) граниты главной фазы; 2) эндоконтактовые граниты и жилы в основных породах; 3) жильные породы в гранитах (гранит-порфиры, микрограниты и аплиты). Граниты первой группы он разделил на две подгруппы: более основные биотит-амфиболовые (среди которых по структурным признакам выделены рапакиви и рапакивиобразные граниты) и биотитовые граниты.

Приведенные примеры показывают как постепенно совершенствовалась и продолжает, с получением нового фактического материала, уточняться номенклатура гранитов плутона.

Как известно, главной и самой обширной группой гранитов в Коростенском плутоне является группа рапакиви. Значение других гранитов в плутоне сравнительно небольшое. Поэтому все замечания по номенклатуре гранитов в данном разделе относятся к группе рапакиви. Граниты этой группы представлены в плутоне многочисленными разновидностями, связанными между собою последовательными и мало заметными переходами. Такие соотношения, естественно, создают значительные трудности при расчленении пород данной группы на отдельные разновидности и усложняют геологическое картирование площадей развития входящих в нее гранитов.

В коростенском плутоне граниты группы рапакиви не слагают

обособленных массивов, а распространены в закономерной, генетически пока недостаточно познанной, взаимосвязи, при которой смена одних разновидностей другими, как правило, происходит постепенно и на сравнительно коротких протяжениях. Например, участки настоящих рапакиви среди рапакивиподобных гранитов известны в окрестностях сел Городища (вблизи с. Потиевки), Рышавки, Ставков, Зубринки, Злобичей и во многих других частях плутона. На одном из участков по р. Рихте (левому притоку р. Тростяницы) крупноовоидные рапакиви сменяются крупнозернистыми безовоидными биотитовыми гранитами, что впервые отметил В. С. Соболев [236]. Таких примеров можно привести много и все они вряд ли объяснимы даже с помощью нескольких самостоятельных гранитных интрузий, выделяемых в настоящее время некоторыми геологами.

Терминология гранитов группы рапакиви вырабатывалась в определенной преемственности и должном соответствии с ранее существовавшей терминологией гранитов рапакиви юго-восточной части Балтийского щита, где подобные граниты наиболее широко развиты, впервые получили наименование рапакиви и раньше были изучены.

По данным исследований Я. Седергольма (1928) и П. Эскола [309], слово *рапакиви* (в переводе с финского гнилой камень) было употреблено Урбаном Хьярне еще в 1694 г. и, по всей вероятности, относилось к грубозернистому и крупноовоидному рапакиви-выборгиту. Наше предположение основано на замечании Я. Седергольма [228], что аландский рапакиви, как более мелкоовоидный, выветривается с трудом, поэтому название рапакиви было употреблено им для аландского гранита как выражение, характеризующее известную структуру, свойственную и аландскому рапакиви. Как геологический термин рапакиви был введен Даниэлем Тайласом, проводившим в 1735 г. по заданию шведского правительства геологический обзор Юго-Западной Финляндии, где он исследовал массив рапакиви и отметил их своеобразие и отличие от более древних гранитов.

Значительно позже, лишь после работы Я. Седергольма [228], опубликованной одновременно на русском и немецком языках, этот термин прочно вошел в геологическую литературу, стал более употребительным и общеизвестным.

Впоследствии Я. Седергольм, уточняя значение термина *рапакиви*, считал, что название «породы рапакиви» должно употребляться в собирательном смысле и относится к группе пород, родственных как геологически, так и в отношении их структуры. Таким образом, Я. Седергольм был первым из тех, кто структуру (сложение) считал главным определяющим признаком типичных гранитов рапакиви. С таким определением впоследствии согласились многие видные геологи, изучавшие рапакиви.

Так, Н. И. Безбородько [28] писал, что «понятие рапакиви есть понятие структурного значения и петрогенетически может выступать в качестве характеристики серии или ряда пород, объединенных

общими структурными признаками». Более того, считая термин *рапакиви* чисто структурным, он применял его к породам, имеющим овоиды калиевых полевых шпатов с олигоклазовыми оболочками, независимо от того, будут ли это граниты, гранодиориты или сиениты и даже кварцевые монцониты.

Правильно возражая против расширения структурного термина рапакиви на породы, не имеющие такой структуры, с которой этот термин связывается, он вдавался в другую крайность. Как бы ограждая от обезлички выделенные им типы гранитов, Н. И. Безбородько считал, что типологическое обособление коростенского типа от рапакиви является необходимым.

Между тем гранит коростенского типа, не будучи типичным рапакиви, несомненно, принадлежит к группе рапакиви, и в этом теперь вряд ли кто сомневается.

А. Н. Заварицкий [79] также придавал важное значение структуре и по внешнему виду различал среди гранитов Бердяушского плутона такие типы: 1) порфировидные рапакиви; 2) рапакиви с криптовой структурой; 3) рапакивиобразные граниты (с неясными овоидами, грубозернистые, нередко не имеющие структуры рапакиви). Впоследствии он же, характеризуя граниты рапакиви вообще [80], писал, что это существенно калиевые граниты, в которых прежде всего замечательна структура.

С тех пор как рапакиви перестали быть специфически финскими породами, значительно расширилось смысловое значение этого термина, что, естественно, отразилось на терминологии гранитов группы рапакиви Коростенского плутона. В процессе длительной трансформации этой терминологии видовое название некоторых гранитов группы рапакиви нередко заменялось групповым и, наоборот, расширялось смысловое значение отдельных терминов, а иногда одним термином назывались разные граниты или же одни и те же разновидности гранитов назывались по-разному и т. д. Например, иногда и теперь неправильно называют рапакиви совершенно равномернозернистые граниты, не имеющие характерного для рапакиви сложения (структуры).

Многие разновидности гранитов Коростенского плутона нередко назывались в литературе просто коростенскими гранитами. Возможно это происходило от того, что эти граниты относятся к коростенскому комплексу и являются составными частями Коростенского плутона. При этом обычно забывали о первоначальном содержании термина *коростенский гранит*, которое в него было вложено Н. И. Безбородько [23], впервые назвавшего один из продуктов коростенской магмы коростенским типом гранита.

При таком свободном обращении с этим термином видовое (или типовое) название гранита постепенно сменилось групповым. Под названием коростенских гранитов впоследствии стали объединять не только биотитовые гранофировые или микропегматитовые разновидности, ближе всего стоящие к типичному коростенскому граниту, но и все рапакивиподобные биотит-амфиболовые граниты и даже рапакиви.

В зависимости от детальности и специфики геологосъемочных и поисково-разведочных работ нередко в группе так называемых коростенских гранитов выделяли до шести — восьми и даже десяти разновидностей.

По нашему мнению, эту группу следует называть не коростенскими гранитами, а группой рапакиви и относить к ней не только порфировидные (овоидные) разновидности, но и все безовоидные равнозернистые (от мелко- до крупнозернистых) граниты с вполне определенными, только им свойственными, особенностями минерального и химического состава, без которых даже граниты с текстурой рапакиви не могут быть причислены к группе рапакиви.

При таком понимании петрогенетических особенностей гранитов группы рапакиви оказалось, что не все граниты Коростенского плутона относятся к ней. Среди гранитов плутона есть биотитовые, которые территориально отделены от рапакиви и рапакивиподобных гранитов и внешне на них не похожи, например граниты Кишино-Жубровичского массива и некоторые другие.

Граниты группы рапакиви Коростенского плутона могут быть разделены по текстурно-структурным и химическим особенностям, а также минеральному составу на несколько подгрупп. При выделении таких подгрупп и входящих в них разновидностей гранитов желательно учитывать их геолого-структурное положение в плутоне, которое следует определять по отношению к габбро-анортозитовым массивам и породам древней рамы, а не связывать их размещение с гипотетическими недоказанными гранитными интрузиями.

По генетическим особенностям гранитов в группе рапакиви выделяются такие подгруппы: рапакиви, рапакивиподобных гранитов и равномернозернистых безовоидных гранитов. Первую подгруппу составляют порфировидные овоидные граниты с плагиоклазовыми оболочками вокруг овоидов калиевых полевых шпатов. Среди гранитов подгруппы рапакиви в Коростенском плутоне преобладают мелкоовоидные разновидности, несравненно реже встречаются среднеовоидные и очень редко — крупноовоидные, подобные выборгитам.

Примерно с конца XIX в. название рапакиви стали переносить на безовоидные равнозернистые или слабопорфировидные граниты, сопровождающие настоящие рапакиви, и даже на гранит-порфиры и кварцевые порфиры, залегающие в прикраевых участках некоторых массивов рапакиви.

Так, В. И. Лучицкий [161] назвал безовоидным рапакиви равномернозернистый гранит Радомысльского (Малинского) массива, а значительно позже [166], считая коростенский гранит производным магмы рапакиви, назвал его типичным рапакиви.

М. И. Ожегова [192] одну из разновидностей гранитов плутона назвала безовоидным рапакиви, хотя настоящие рапакиви всегда порфировидные и с обязательными плагиоклазовыми оболочками вокруг овоидов калиевых полевых шпатов.

Л. П. Свириденко [227], изучавшая граниты Приладожского (Салминского) массива, назвала безовоидными рапакиви равномернозернистые граниты второй и неравномернозернистые граниты четвертой (выделенных ею) интрузивных фаз.

Даже в Финляндии — стране классического рапакиви, где казалось бы терминология этих гранитов должна быть наиболее упорядоченной, термин *гранит рапакиви*, как писал Т. Дж. Сахама [322], распространяется на все разновидности гранитов, развитые в одной области с настоящими рапакиви. Он же, классифицируя разновидности гранитов на площадях развития рапакиви в текстурном отношении, отнес равномернозернистые граниты, не имеющие овоидов калиевых полевых шпатов, к третьему главному (после выборгитового и питерлитового) типу равномернозернистого рапакиви.

С подобным расширением смыслового значения термина *рапакиви* нельзя согласиться, как нельзя признать доказанной многофазность гранитов группы рапакиви, которая некоторыми геологами (Л. П. Свириденко [227], а Р. З. Левковским для Выборгского массива, устное сообщение), несомненно, переоценивается. Такая кажущаяся многофазность в действительности является неравномерной дебазификацией.

Следовательно, рапакиви в Коростенском плутоне, как и вообще, надлежит называть лишь те порфировидные существенно калиевые граниты, в которых овоиды калиевых полевых шпатов окаймлены плагиоклазовыми (преимущественно олигоклазовыми) оболочками. Все остальные граниты, относящиеся к группе рапакиви, в том числе равнозернистые безовоидные, неправильно называть рапакиви, как не имеющие столь характерной для рапакиви текстуры. Эту текстуру Р. Холмквист [316] назвал маргинационной (или краевой) структурой, при которой в краевых частях больших выделений калиевого полевого шпата расположены тонкие каемки плагиоклаза и фрагменты оболочки из аллотриоморфных кварцевых зерен. Однако одна маргинационная текстура в гранитах еще не определяет их принадлежности к группе рапакиви.

Известно, что такая текстура встречается не только в гранитах рапакиви, но и в других самых различных по составу породах, генетически далеко отстоящих от группы рапакиви. Например, маргинационные текстуры описаны в лампрофировых дайках Норвегии [326], в ксенолитах йотнийских кварцитов из долеритов Швеции [330], в габбро-норитах и долеритах Гренландии [334, 306], в пелитовых сланцах Шетландских островов [312], в гнейсах Приладожья [243], в очковых гнейсах Канигу (Восточные Пиренеи) и в некоторых других породах.

Граниты группы рапакиви, и прежде всего настоящие рапакиви, непременно должны быть существенно калиевыми и содержать мало кальция и особенно магния. Калиевые пертитовые полевые шпаты в них должны отличаться высоким содержанием альбито-

вой составляющей, а темноцветные минералы — высокой железистостью.

Все граниты группы рапакиви в Коростенском плутоне характеризуются именно такими особенностями, а настоящие рапакиви, кроме того, имеют еще отчетливую маргинационную текстуру. В типичном рапакиви сочетаются характерная для него текстура со специфическим минеральным и химическим составом. Те граниты группы рапакиви, которые имеют овоидное сложение с недоразвитыми и в большинстве прерывистыми плагиоклазовыми оболочками или же с микропегматитовыми оторочками по краям овоидов калиевых полевых шпатов, следует называть рапакивиподобными.

Граниты и другие породы с маргинационной структурой, внешне напоминающие рапакиви, но не имеющие состава последних, неправильно называть и относить к группе рапакиви. Такие породы следовало бы называть рапакивиобразными (например, рапакивиобразные амфиболиты, сланцы, гнейсы, граниты и др.) или рапакививидными, напоминающими лишь своим внешним видом или обликом рапакиви, в отличие от рапакивиподобных гранитов, сходных с рапакиви не только структурно-текстурным рисунком, но и составом.

Рапакивиобразные гранитоиды известны в Коростенском плутоне как составная часть Беховского блока древних пород, вскрытых карьером МПС СССР у железнодорожного разъезда № 245. В северо-западной части действующего карьера обнажены своеобразные гранитоиды, в которых большинство порфировидных выделений полевых шпатов с тонкими плагиоклазовыми (вокруг ядер калиевого полевого шпата) и калишпатовыми (вокруг плагиоклазовых ядер) каемками. Состав этих гранитов резко отличается от рапакиви и рапакивиподобных гранитов плутона. Поэтому нельзя признать правильным определение этих гранитов Т. Н. Агафоновой и В. Ф. Гринченко [7] как рапакиви с. Бехи. В Беховском блоке нет настоящих рапакиви, нет и рапакивиподобных гранитов.

Граниты первой подгруппы, т. е. граниты рапакиви, представлены в плутоне многими разновидностями, обычно выделяемыми по размерам овоидов, окраске, наличию темноцветных минералов, характеру межовоидной массы и соотношению ее с овоидами и т. д.

При всем разнообразии гранитов этой подгруппы преобладают в плутоне рапакивиподобные граниты, т. е. граниты второй подгруппы. Эта особенность гранитов группы рапакиви Коростенского плутона, как и преобладание среди собственно рапакиви мелкоовоидных разновидностей, характерна для плутона и весьма важна в петрогенетическом отношении.

К подгруппе рапакивиподобных относятся слабопорфировидные неравнозернистые биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые граниты, обычно малоовоидные с микропегматитовыми и реже плагиоклазовыми (в большинстве прерывистыми) оболочками

вокруг овоидов калиевых полевых шпатов или без них, но нередко с участками микропегматитовых и микрографических структур. В рапакивиподобных гранитах плагиоклаз нередко образует самостоятельные зерна, группирующиеся вокруг недостаточно развитых овоидов калиевых шпатов. Эти граниты подобны и тесно связаны с ними постепенными переходами. От типичных рапакиви они отличаются не столько минеральным составом, сколько текстурно-структурными особенностями.

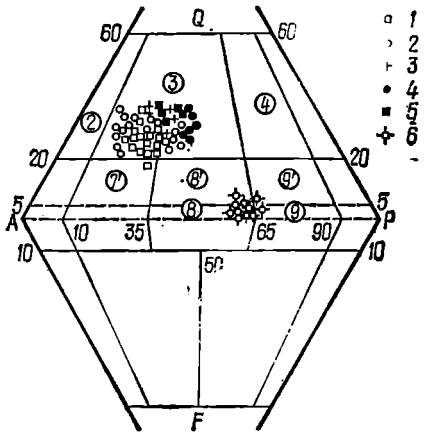


Рис. 4. Положение на диаграмме Q — A—P (МСГН) гранитов и монцонитов Коростенского плутона:

1 — рапакиви; **граниты:** *2* — рапакивиподобные, *3* — Кишино-Жубровичского массива, *4* — мелкозернистые (жильные), *5* — Лезниковского массива; *6* — габбро-сиениты (монцониты); **цифры в кружках:** *2* — щелочнополевошпатовый гранит, *3* — гранит, *4* — гранодиорит, *7′*— кварцевый сиенит, *8* — монцонит, *8′* — кварцевый монцонит, *9* — монцодиорит, *9′* — кварцевый монцодиорит

В. С. Соболев [236] правильно считал, что рапакивиподобные граниты «составляют одно целое с рапакиви, представляя лишь местную фациальную разновидность», и поэтому, по его мнению, недопустимо резкое разделение этих пород.

Граниты последней подгруппы в плутоне представлены равномернозернистыми безовоидными, преимущественно биотитовыми, средне- и крупнозернистыми разновидностями.

Дальнейшее более дробное расчленение гранитов группы рапакиви может быть произведено по мере надобности в каждом отдельном случае в зависимости от масштаба и целевого назначения проводимых геологосъемочных и поисково-разведочных работ или при специальных геолого-петрографических и геолого-геофизических исследованиях.

В качестве примера можно привести деление по структурным признакам гранитов юго-западной части главного пегматитового поля Коростенского плутона [117]. Целью такого дробного деления было установление приуроченности продуктивных камерных пегматитов к определенной разновидности гранитов, а также выделение ее в качестве поискового критерия. Были выделены шесть разновидностей гранитов: 1) нечетко порфировидные среднезернистые с аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой структурой основной массы; 2) порфировидные мелкозернистые с аплит-пойкилитовой, пойкилитовой или гранулитовой структурой основной массы, к этой разновидности, по данным авторов [117], приурочено большинство продуктивных пегматитовых тел; 3) порфировидные мелкозернистые с пойкило-пегматитовой и аплит-пегматитовой структурой основной массы; 4) порфировидные мелко- и тонкозернистые с микропегматитовой (гранофировой) структу-

рой основной массы; 5) порфировидные со смешанными структурами; 6) порфировидные крупно-, реже среднезернистые.

При подобных делениях становятся менее четкими и индивидуализирующими различия между выделенными разновидностями, в связи с чем такие разновидности не всегда могут быть легко и объективно познаваемы. Поэтому, чтобы выделяемые разновидности гранитов были достаточно правомерными и устойчивыми,

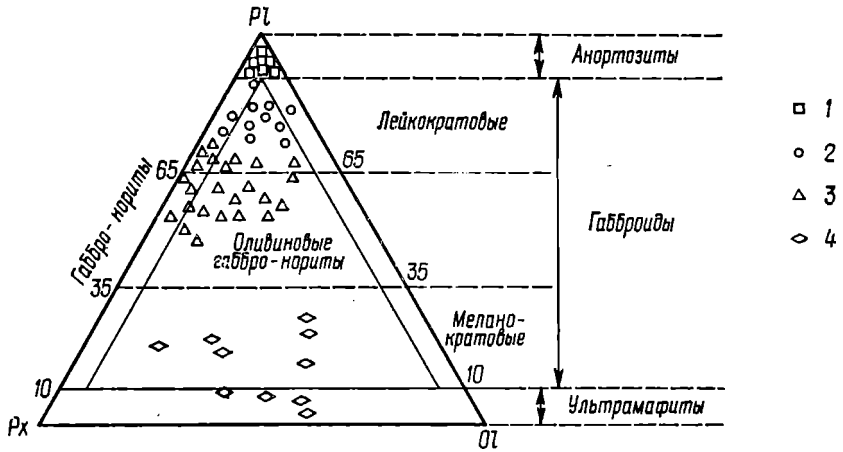


Рис. 5. Положение на диаграмме *Pl—Px—Ol* (МСГН) габброидов и ультрамафитов Коростенского плутона:
1 — анортозиты; *2* — габбро-норито-анортозиты; *3* — габбро-нориты; *4* — ультрамафиты

такое детальное расчленение необходимо обосновывать со всей тщательностью, исключающей (разумеется с максимальной возможностью) элементы субъективности. Особенно это важно, когда выделяемые граниты связаны постепенными слабозаметными взаимопереходами. Выделенные Л. С. Криволап и др. [117] структурные разновидности гранитов в юго-западной части пегматитового поля, несомненно, относятся к группе рапакиви и не являются, вопреки мнению авторов, отдельными интрузивными фазами. Деление гранитов Коростенского плутона лишь по структурным признакам, считавшееся авторами наиболее перспективным, является односторонним, а предложенные ими критерии имеют сугубо локальное значение и пригодны лишь для небольшого участка, а не для всего плутона. Вот почему номенклатуру, как и классификацию, пород Коростенского плутона необходимо обосновывать всем комплексом их естественных признаков.

Один из важных (если не главный) естественных признаков горных пород — их минеральный состав. Модальное содержание минералов в горных породах было использовано Подкомиссией Международного союза геологических наук (МСГН) при упорядочении и унификации петрографической терминологии.

На рис. 4 изображена диаграмма $Q — A — P$ гранитоидных и близких к ним пород, на которую нанесены точки, соответствующие гранитам и габбро-сиенитам (монцонитам) Коростенского плутона. Все граниты плутона разместились в третьем гранитном поле, за исключением единичных отклонений рапакиви в поле кварцевых сиенитов. Габбро-сиениты заняли восьмое поле, лишь отдельные разновидности попали в поле монцодиоритов.

Из диаграммы $Pl — Px — Ol$ (рис. 5), на которую нанесены точки, соответствующие анортозитам, габброидам и ультрамафитам Коростенского плутона, видно положение не только этих пород, но и переходных разновидностей. Так, габбро-норито-анортозиты заняли поле лейкократовых габброидов, а ультраосновные породы расположились в поле меланократовых габброидов; значительно меньшее число последних попало в поле плагиоклазсодержащих ультрамафитов. Это оливиновые пироксениты и пироксеновые перидотиты с незначительным (менее 10%) содержанием плагиоклаза.

По сравнению с модальным составом нормативный, вычисленный по данным химического анализа, искажает истинное положение пород на таких диаграммах. Поэтому при вычислении нормативного состава анортозитов и габбро-норито-анортозитов следует пользоваться методом А. Ритмана, позволяющим максимально приблизить «нормы» к составу реальных минеральных ассоциаций.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Основные породы в Коростенском плутоне слабо обнажены; их выходы обычно приурочены к руслам и долинам рек и очень редко встречаются на водораздельных пространствах. Основные породы выступают в виде отдельных, в большинстве округлых и с поверхности часто выветрелых, сравнительно небольших обломков или в виде больших плоских глыб, разделенных пересекающимися трещинами на плитообразные отдельности; реже их выходы можно наблюдать в отвесных скалистых берегах и в порожистых частях русел некоторых рек. На немногих участках плутона основные породы вскрыты кустарными каменоломнями.

Несмотря на широкое развитие в плутоне основных пород, среди которых много месторождений высококачественного поделочного камня, только вблизи сел Головина и Слипчиц действуют большие механизированные карьеры по добыче и обработке декоративного и облицовочно-строительного камня из крупнозернистых иризирующих анортозитов и габбро-анортозитов (Головинский карьер) и мелкозернистых габбро-норитов (Слипчицкий карьер).

В 1970-е годы в связи с поисками титановых и никелевых руд слабо обнаженные габбро-анортозитовые массивы были разбурены многочисленными поисковыми скважинами, давшими много нового материала, особенно по Чоповичскому, Кривотинскому и Федоровскому массивам.

Основные породы в Коростенском плутоне занимают почти четверть его площади и размещаются преимущественно в южной его половине, где приурочены к зонам пересечения северо-западных разломов с субмеридиональными и северо-восточными.

Массивы основных пород почти со всех сторон окружены гранитами, среди которых преобладают граниты группы рапакиви. Габбро-норитовые и габбро-норито-монцонитовые разновидности, развитые на контакте с гранитами, не дают четких (интрузивных или тектонических) границ. Обычно в зонах контактов наблюдаются постепенные переходы габбро-сиенитов (монцонитов) в граносиениты и мелкоовоидные рапакиви граниты.

При слабо выраженном зональном строении габбро-анортозитовые массивы плутона сложены в общем слабодифференциро-

ванным комплексом основных пород, среди которых не получили значительного (по сравнению с лейкократовыми разновидностями) развития ультрамафиты и почти нет пород среднего состава. Срединные части массивов сложены преимущественно крупнозернистыми анортозитами и габбро-норито-анортозитами, занимающими в Володарск-Волынском и Чоповичском массивах огромные площади, а краевые — более мелкозернистыми габбро, габбро-норитами и габбро-сиенитами. Эти породы развиты в виде относительно узких и прерывистых полос вдоль контактов массивов с гранитами плутона или, что наблюдается реже, с породами древней рамы (например, на юго-западе Кривотинского массива и юго-восточнее Володарск-Волынского массива) и количественно уступают крупнозернистым лейкократовым разновидностям.

Габбро-анортозитовые массивы состоят из нескольких групп основных пород, главными из которых являются анортозиты, габбро-норито-анортизиты, габбро-норитовые и габбро-норито-монцонитовые породы. Кроме того, в некоторых массивах выявлены габбро-порфириты и диабазовые порфириты, диабазы (преимущественно дайки) и небольшие тела ультраосновных пород. Каждая группа основных пород представлена несколькими петрографическими разновидностями, из которых одни переходные между группами основных пород, другие — между последними и гранитами группы рапакиви.

АНОРТОЗИТЫ

В группу анортозитов отнесены те плагиоклазовые анхимономинеральные породы, в которых темноцветные минералы вместе с рудными слагают не более 10%, а плагиоклазы представлены лабрадорами и андезинами. Анортозиты встречаются во всех массивах основных пород Коростенского плутона, но слабая обнаженность и постепенные переходы между анортозитами и габбро-норито-анортозитами затрудняют определение формы и размеров анортозитовых (а тем более лабрадоритовых) тел.

Судя по Володарск-Волынскому массиву (рис. 6), лучше обнаженному и более других разбуренному многочисленными скважинами, анортозиты (как и лабрадориты) не образуют огромных обособлений, а залегают в виде небольших тел линзовидной, продолговатой, неправильной, нередко причудливой формы; размеры тел изменяются в довольно широких пределах — от первых десятков до нескольких сотен метров и даже до 1—2 км^2.

В пределах Володарск-Волынского массива известно около тридцати анортозитовых тел. В расположении этих тел пока не установлено определенных закономерностей. Известно только, что многие из них ориентированы в северо-западном (300—335°) направлении, совпадающем с общим направлением главной зоны разлома.

Анортозиты в плутоне представлены несколькими разновидностями, выделяемыми по окраске, иризации, сложению и отчасти

по составу. Среди них макроскопически различают темно-серые и серые иризирующие и преобладающие неиризирующие разновидности; последние чаще всего темно-серые и пепельно-серые, несравненно реже встречаются пятнистые и зеленовато-белые; ири-

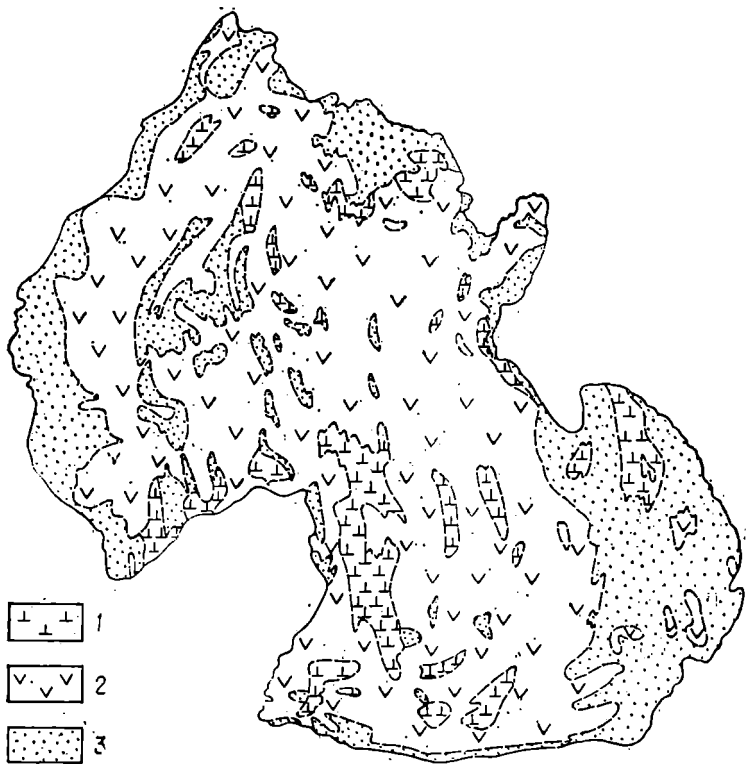


Рис. 6. Схема строения Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива:

1 — анортозиты (и лабрадориты); *2* — габбро-норито-анортозиты; *3* — габбро-нориты, габбро-норито-монциониты

зируют обычно серые и темно-серые анортозиты, причем обычно в синих и голубых, реже в зеленовато-синих и золотисто-желтых тонах.

Иризацию волынских анортозитов многие исследователи связывали с наличием в них тонкопластинчатых выделений ильменита, а В. Е. Тарасенко даже объяснял различия в окраске анортозитов (от темно-серой почти черной до светло-серой) разным количеством таких включений.

Исследуя лабрадоры из волынских анортозитов, Н. К. Крамаренко [115] пришел к выводу, что иризация плагиоклазов обусловлена их пластинчатой структурой, свидетельствующей об их гетерогенности; по его данным, иризация является результатом

Порода	Место взятия образца	Ng	Nm
Анортозит зеленовато-серый, среднезернистый	с. Новый Бобрик, правый берег р. Ирши; скв. 135, гл. 27,2 м	25 22	70 70
Лабрадорит пепельно-серый, среднезернистый, иризирующий	с. Новый Бобрик, левый берег р. Ирши; каменоломня	22,5 28 32,5	74,5 69 63,5
Анортозит буровато-серый, среднезернистый	В 3,6 км юго-западнее с. Краевщины; скв. 5376, гл. 27,1 м	24,5 29	66,5 65
Анортозит зеленовато-серый, среднезернистый	В 2 км юго-восточнее с. Аннополя; скв. 86, гл. 36,7 м	27 28,5	64 68
Анортозит темно-серый, среднезернистый, слабо иризирующий	Юго-восточная окраина с. Рудни-Очеретянской	60 48	30 53
Анортозит серый, среднезернистый	В 3 км юго-восточнее с. Топорища; скв. 1329, гл. 17,6 м	27 70	64 34
Анортозит зеленовато-белый, среднезернистый	Правый берег р. Шестеня, в 1 км ниже с. Васьковичей	25 68	71 45
Анортозит зеленовато-серый, крупнозернистый	Чоповичский массив, с. Скураты; скв. 306, гл. 68,7 м	23 56	69 44
Анортозит зеленовато-серый, крупнозернистый	Федоровский массив, в 2 км западнее с. Федоровки; скв. 9030, гл. 35,0 м	28 30	62 64
Анортозит светло-серый, среднезернистый	Кривотинский массив, с. Бондаревка; скв. 2189, гл. 17,0 м	24 31	66,5 60

интерференции лучей, отражающихся от поверхности разграничения двух пластинок, отличающихся основностью (и поэтому имеющих различные показатели преломления), а не содержанием ортоклазовой молекулы или включений тонкораспыленного ильменита, как полагали его предшественники.

Анортозиты в большинстве крупнозернистые породы, обычно с неориентированной текстурой, отличающейся крайней неравнозернистостью; реже встречаются разновидности порфировидного сложения с довольно крупными порфировидными плагиоклазами, размещенными в более среднезернистой промежуточной массе, состоящей из плагиоклазов несколько меньшей основности и темноцветных минералов; изредка наблюдались равномерные среднезернистые разновидности, среди которых известно несколько небольших месторождений серых иризирующих лабрадоритов, наиболее ценных сортов декоративно-облицовочного камня.

Изучение минерального состава крупнозернистых анортозитов осложнено тем, что количественные подсчеты его в обычных шлифах таких разновидностей дают искаженные содержания слагающих минералов. Поэтому некоторые из подсчетов сверялись с дан-

Таблица 3

из анортозитов

Np	Двойниковая ось, плоскость спайности	Закон двойникования	2V	% An
76,5	⊥(010)	Альбитовый	—	52
81,5	⊥(010)	»	—	43
73,5	⊥(010)	»	—	50
73	⊥(010)	»	+76	57
73	⊥(010)	»	+76	60
73	⊥(010)	»	+88	46
76	⊥(010)	»	+76	54
84	⊥(010)	»	—	46
80	⊥(010)	»	—	52
80	⊥(001)	—	—	43
70	⊥(001)	—	—	58
83	⊥(010)	Альбитовый	—	48
65	⊥(001)	—	—	50
84	⊥(010)	Альбитовый	—	50
64	⊥(001)	—	+68	58
81	⊥(010)	Альбитовый	—	47
60	⊥(001)	—	+76	58
86	⊥(010)	Альбитовый	—	46
80	⊥(010)	»	—	52
84	⊥(010)	»	—	46
80	⊥(010)	»	—	51

ными пересчетов химических анализов, произведенных из представительных тщательно отквартованных проб.

В состав анортозитов входят плагиоклазы, пироксены, рудные минералы, иногда оливин, биотит, щелочной полевой шпат и апатит, вторичные минералы.

Плагиоклазы слагают 90—95% горной массы анортозитов, образуя пластинчатые, изометричные и подчас неправильные, но более идиоморфные зерна, чем темноцветные минералы (фото 1). Размер их изменяется от 1—2 мм до 4—5 см, а в отдельных и нередких случаях индивиды плагиоклазов достигают 8—10 см и более. Большинство зерен сдвойникованы по альбитовому, иногда по периклиновому законам, изредка встречаются «висячие» (прерывисто выклинивающиеся, не доходящие до краев зерен) двойники. Большинство индивидов плагиоклазов с ровными и нередко относительно широкими двойниковыми полосами, наряду с которыми кое-где наблюдаются слегка изогнутые и микросмещенные полосы (фото 2).

Плагиоклазы представлены лабрадорами и андезинами (табл. 3). Крайне редко отмечались слабозональные плагиоклазы

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	52,10	52,12	52,21	52,35	52,84	52,89	52,97	53,61	53,92
TiO_2	0,25	0,19	0,89	0,23	0,18	0,19	0,19	0,13	0,25
Al_2O_3	27,24	28,19	25,16	26,76	27,88	27,94	28,45	25,90	27,74
Fe_2O_3	0,76	1,41	0,89	0,70	1,12	0,72	0,31	0,48	0,59
FeO	1,65	1,00	3,35	1,38	1,03	1,63	1,15	2,10	1,29
MnO	0,03	0,01	0,08	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02
MgO	1,10	0,85	1,86	0,97	0,85	1,23	0,56	0,80	0,40
BaO	0,02	0,05	0,02	—	0,03	0,03	0,02	0,05	Следы
CaO	10,71	10,50	10,73	10,72	11,21	11,06	11,27	10,16	10,36
Na_2O	3,88	4,54	3,64	4,40	3,94	3,10	4,11	4,98	4,20
K_2O	1,16	0,75	0,61	0,73	0,56	0,87	0,58	0,71	0,64
P_2O_5	0,07	0,11	0,10	0,14	0,08	0,06	0,17	0,08	0,05
S	0,05	0,04	0,06	0,05	0,03	0,07	0,05	0,05	0,03
Cl	0,05	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,05
CO_2	0,27	—	0,20	0,52	0,05	0,11	0,07	0,18	0,14
H_2O-	0,12	0,09	0,09	0,18	0,07	0,09	0,06	0,11	0,04
H_2O+	0,67	0,34	0,24	0,77	0,23	0,18	0,12	0,52	0,42
$O_2 - S + Cl$	—0,03	—0,03	—0,04	—0,02	—0,01	—0,03	—0,02	—0,02	—0,02
Сумма	100,10	100,21	100,13	99,93	100,14	100,21	100,10	99,90	100,12
$F_{общ}$	52,6	60,4	55,3	52,9	57,1	50,0	59,4	63,6	69,7
ρ, г/см³	2,736	2,700	2,725	2,704	2,714	2,716	2,719	2,701	2,721

Примечание: 1 — анортозит, Федоровский массив, карьер № 6 МПС УССР (аналитик А. Сте 3 — то же, Головинский карьер (аналитик А. Стеценко); 4 — то же, с. Гута-Добрынь, скв. 59, гл. Печь, в 3,5 км восточнее ст. Турчинка (аналитик С. Панченко); 6 — то же, с. Новый Бобрик, бездей чище Синий Камень, с. Рудня-Гацковская (аналитик А. Стеценко); 8 — анортозит, Кривотинский мас рынь, скв. 180, гл. 198,8 м (аналитик А. Стеценко); 10 — анортозит, Чоловичский массив, правый бе плутон (среднее из 12 анализов); 12 — анортозит, Корсунь-Новомиргородский плутон (среднее из тозит, Салминский плутон (среднее из 2 анализов) [15]; 15 — анортозит, Джугджурский массив дингра (среднее из 2 анализов) [307]; 18 — анортозит, массив Адирондак (среднее из 4 анализов) [303];

с основным ядром и более кислой (40—35% *An*) краевой зоной. На некоторых зернах со слабым мозаичным погасанием удавалось подметить начавшуюся перекристаллизацию крупных плагиоклазов в более мелкие зерна с неясными расплывчатыми очертаниями. Плагиоклазы содержат многочисленные очень тонкие пластинки ильменита, расположенные обычно параллельно спайности (010), несравненно реже наблюдаются антипертитовые вростки калиевого полевого шпата и мелкие выделения пироксенов. Отдельные зерна плагиоклазов испещрены мелкими чешуйками серицита, вместе с которыми нередко отмечаются карбонаты; реже встречаются эпидот и пренит, развивающиеся на более основных плагиоклазах и характерные для зеленовато-белых и светло-серых анортозитов.

Пироксены встречаются чаще других темноцветных минералов, отмеченных в анортозитах, и составляют не более 3—5%; представлены моноклинными и ромбическими разновидностями, из которых нередко преобладает гиперстен. Обычно они ксеноморфны с неправильно полигональными, клиновидными выделениями, раз-

Таблица 4

анортозитов, %

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
54,01	52,92	53,97	52,75	55,48	53,08	53,33	51,58	54,54	52,39	50,40
0,39	0,34	0,51	0,48	0,25	0,24	0,25	0,38	0,67	0,19	0,15
28,99	27,51	25,20	26,30	26,28	27,26	27,79	26,90	25,61	29,89	28,30
0,57	0,69	1,17	1,20	1,51	0,39	0,09	0,72	1,00	0,68	1,06
0,70	1,51	2,33	1,69	0,91	1,62	0,49	2,56	1,26	0,94	1,12
Следы	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	—	0,03	0,05
0,40	1,04	1,06	1,21	0,28	0,82	0,17	1,42	1,03	0,15	1,25
0,05	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,73	10,53	9,21	10,39	9,12	10,79	12,11	11,13	9,92	10,92	12,46
3,74	4,13	3,89	4,32	4,09	4,01	4,46	3,37	4,58	3,59	3,67
0,81	0,72	0,95	0,58	0,92	0,61	0,58	1,27	1,01	0,87	0,74
0,08	0,08	0,19	0,10	0,09	0,05	0,07	Следы	—	0,07	0,05
0,02	0,05	0,05	—	—	—	—	0,09	—	—	—
0,13	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,20	0,18	—	—	0,20	0,27	—	—	—	—	—
0,05	0,08	0,14	0,10	0,16	0,17	0,02	0,06	—	0,14	0,75
0,25	0,34	1,17	1,00	1,01	0,71	0,66	0,55	0,55	0,39	
—0,04	—0,03	—0,02	—	—	—	—	—0,04	—	—	—
100,08	100,20	99,85	100,15	100,34	100,05	100,03	100,04	100,17	100,25	100,00
61,5	53,7	63,9	55,2	83,3	56,5	66,7	55,1	53,7	86,9	46,5
2,685	2,721	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ценко); 2 — анортозит, Володарск-Волынский массив, с. Рудня-Очеретянская (аналитик С. Панченко); 25,8 м (аналитик А. Стеценко); 5 — лабрадорит, Володарск-Волынский массив, урочище Каменная ствующая каменоломня (аналитик А. Стеценко); 7 — анортозит, Володарск-Волынский массив, урочив, скв. 2195 гл. 23,1 м (аналитик Б. Мирская); 9 — анортозит, Володарск-Волынский массив, с. Добрег р. Шестеня, в 1 км ниже с. Васьковичей (аналитик А. Стеценко); 11 — анортозит, Коростенский 5 анализов) [114]; 13 — анортозит, Пилтенско-Рижский плутон (среднее из 25 анализов) [37]; 14 — анор (среднее из 2 анализов) [145]; 16 — анортозит, массив Ахвенисто [324]; 17 — анортозит, массив Нор 19 — анортозит, Мадагаскар (среднее из 5 анализов) [304]; 20 — анортозит, средний тип по Дэли.

мер которых изменяется от долей миллиметра до 2—3 мм. Пироксены нередко содержат мелкие игольчатые включения ильменита, ориентированные в моноклинных разновидностях почти перпендикулярно к призматической спайности. В некоторых выделениях ромбического пироксена наблюдается слабый плеохроизм от зеленоватого по Ng до розового по Np, угол $2V$ изменяется от —52° ($cNg = 0°$) до —60° ($cNg = 0—2°$), что соответствует 54—65% молекулярного содержания железистого компонента. Ромбический пироксен нередко содержит многочисленные вростки клинопироксена в виде тонких двойниковоподобных полосок и микровключений. Моноклинный пироксен бесцветный, иногда со слабым зеленоватым оттенком; в более крупных (0,5—1 мм) зернах нередко встречается диаллаговая отдельность; для него характерны $2V = 52°$ ($cNg = 38°$), $2V = 55°$ ($cNg = 32°$); по оптическим свойствам клинопироксен приближается к пижонитовому типу с небольшим содержанием энстатитового компонента. Пироксены нередко частично, а иногда псевдоморфно замещены вторичными минералами, среди которых отмечена роговая обманка актинoли-

Номер анализа	*s*	*a*	*o*	*b*	*a'*	*c'*
1	68,1	11,8	15,2	4,9	6,5	—
2	67,6	12,4	14,6	5,4	25,3	—
3	67,6	9,8	14,0	8,6	—	8,0
4	68,7	12,3	14,5	4,5	—	12,1
5	69,0	10,7	15,7	4,6	16,9	—
6	68,2	9,1	15,3	7,4	37,5	—
7	69,4	11,3	15,8	3,5	27,3	—
8	68,8	13,2	12,7	5,3	—	20,3
9	69,6	11,5	14,2	4,7	45,9	—
10	68,2	10,4	13,0	8,4	76,4	—
11	68,5	11,3	14,5	5,7	27,0	—
12	69,2	11,2	12,6	7,0	21,7	—
13	68,9	11,5	14,4	5,2	—	0,0
14	70,5	11,6	12,3	5,6	51,4	—
15	69,5	11,2	15,1	4,2	14,8	—
16	70,0	12,1	15,3	2,6	—	63,6
17	67,8	10,5	15,5	6,2	—	1,3
18	69,7	12,7	12,8	4,8	—	14,3
19	67,9	10,2	15,1	6,8	73,6	—
20	67,2	10,4	17,0	5,4	—	13,4

* См. примечание к табл. 4.

тового типа; на ее участках иногда встречаются мелкие выделения интенсивного синевато-зеленого цвета другого более ощелоченного амфибола. В псевдоморфозах наблюдались скопления карбоната и агрегатные участки хлорита, по-видимому, заместившего роговую обманку; вместе с хлоритом изредка встречаются буроватые лейсты несколько измененного биотита.

Щелочной полевой шпат отмечается почти во всех шлифах и, кроме антипертитовых вростков, образует мелкие интерстициальные выделения, формы которых определяются контурами плагиоклазов. Количество калиевого полевого шпата изменчиво, но не превышало 1,5—2%. По мелким выделениям щелочного полевого шпата не удалось определить его минеральную разновидность. На контакте с плагиоклазом он иногда образует мелкие мирмекитовые участки.

Оливин встречается редко и, как правило, в ассоциации с пироксенами и рудными минералами; образует мелкие (0,5—1,5 мм) зерна неправильной формы с характерными трещинами, заполненными серпентином и мелкоагрегатным магнетитом. Судя по немногим измерениям, которые удалось произвести в соответствующих разрезах, углы 2 *V* изменяются от —68 до —70, что указывает на содержание в оливине около 63—67% фаялитового компонента. По диаграмме У. Дира и др. [70] такой оливин определяется как гортонолит. Отдельные зерна замещены иддингситом и серпентином. Некоторые оливиновые зерна на границе с плагио-

Таблица 5

анортозитов, по А. Н. Заварицкому

f'	m'	n	t	φ	Q	a/c
49,2	44,3	83,9	0,3	13,1	—2,6	0,7
45,1	29,6	91,3	0,2	25,3	—4,2	0,8
50,9	41,1	90,6	1,3	8,9	1,6	0,7
46,5	41,4	91,1	0,3	13,8	—1,7	0,8
47,5	35,6	92,6	0,2	23,7	0,9	0,6
31,2	31,3	84,8	0,2	8,3	2,9	0,5
43,2	29,5	91,7	0,2	9,1	0,4	0,7
50,7	29,0	91,9	1,4	6,9	—1,5	1,0
37,7	16,4	91,9	0,3	9,8	2,0	0,8
14,5	9,1	86,9	0,4	5,4	2,6	0,8
39,2	33,8	90,4	0,4	10,8	—0,1	0,7
50,0	28,3	84,9	0,7	15,2	3,4	0,8
55,2	44,8	93,2	0,6	20,9	0,4	0,8
40,5	8,1	86,8	0,3	24,3	3,9	0,9
48,2	37,0	91,5	0,3	7,4	1,5	0,7
24,3	12,1	93,5	0,3	6,0	0,5	0,8
54,4	44,3	80,6	0,5	10,1	—0,9	0,7
46,0	39,7	86,7	0,9	19,0	1,2	0,9
23,0	3,4	86,4	0,2	9,2	0,3	0,6
40,3	46,3	89,2	0,1	17,9	—3,4	0,6

клазами окаймлены узкими (0,2—0,5 мм) келифитовыми оторочками (фото 3) из моноклинного пироксена, иногда вместе с биотитом.

Рудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом, пиритом, пирротином и халькопиритом, составляющим не более 0,5—1%; преобладает ильменит, образующий мелкие (0,05—0,5 мм) тонкопластинчатые и игольчатые, почти правильных кристаллографических очертаний, выделения, вросшие в плагиоклазы и пироксены; эти выделения ильменита более ранние по отношению к ангедральным сравнительно крупным (2—5 мм), расположенным в промежутках между другими более идиоморфными минералами. Ильменит вместе с магнетитом иногда реакционно обрастает мелкими пластинчатыми выделениями бурого биотита.

Химические анализы анортозитов Коростенского плутона приведены в табл. 4, а их числовые характеристики, вычисленные по методу А. Н. Заварицкого, в табл. 5.

Не останавливаясь на характеристике химических особенностей анортозитов Коростенского плутона, изложенной в специальном разделе, отметим лишь, что некоторые различия состава проявляют темно-серые крупнозернистые иризирующие анортозиты Головинского карьера и зеленовато-серые анортозиты Кривотинского массива. Эти породы являются переходными между анортозитами и габбро-норито-анортозитами и по особенностям своего состава тяготеют к последним.

ГАББРО-НОРИТО-АНОРТОЗИТЫ

Среди основных пород Коростенского плутона габбро-норито-анортозиты распространены наиболее широко, хотя и представлены небольшим числом разновидностей. Они расположены преимущественно в средних частях массивов, занимая в каждом более половины его площади. В этой группе преобладают крупнозернистые неиризирующие разновидности с неориентированным сложением, которым количественно подчинены иризирующие разности, известные на немногих участках. Реже отмечались порфировидные разности с довольно крупными плагиоклазами, выявляющими в иризирующих габбро-норито-анортозитах довольно отчетливую зональную иризацию. В нескольких обнажениях были встречены разновидности (ближе к среднезернистым) с директивной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением тонкопластинчатых плагиоклазов.

Для габбро-норито-анортозитов характерны темно-серые и пепельно-серые реже зеленовато-светло-серые цвета, а в керне буровых скважин нередко отмечались неравномерно окрашенные «пятнистые» разновидности. В Чоповичском массиве отдельными скважинами (например, скв. 920, пробуренной в 1954 г. Западно-Украинской геологической экспедицией между селами Чоповичами и Стремигородом) были вскрыты красно-бурые и буровато-серые с фиолетовым оттенком габбро-анортозиты, необычная окраска которых является вторичной, приобретенной.

В состав габбро-норито-анортозитов входят почти те же минералы, что и в анортозиты, но в них меньше плагиоклазов, среди которых чаще встречаются андезины, и больше темноцветных минералов (более 10, но не свыше 25%). По своему составу эти породы занимают промежуточное положение между анортозитами, с которыми связаны постепенными почти незаметными переходами, и габбро-норитами.

Минеральный состав: плагиоклазы, пироксены, рудные минералы, оливин, щелочной полевой шпат, роговая обманка, кварц, биотит, апатит, вторичные минералы.

Плагиоклазы преобладают над всеми остальными минералами, слагая в неизмененных разновидностях около 75—85% горной массы; представлены лабрадорами и андезинами, состав которых выдерживается в пределах примерно 42—55% *An* (табл. 6) с отклонениями до 35—40 и 60—65% *An*. Как и в анортозитах, они образуют округлые и пластинчатые зерна размером от 0,5—2 до 4—5 см и более, достигая в отдельных случаях 8—10 см. Большинство зерен сдвойниковано по альбитовому и лишь отдельные по периклиновому законам; чаще, чем в анортозитах, наблюдаются «висячие» двойники (фото 4). Плагиоклазы часто содержат мелкие игловидные выделения ильменита и реже антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. На стыках относительно крупных (7 × 5 мм) зерен плагиоклаза и в их средине наблюдались скопления более мелких (0,3—0,5 мм) кристалликов плагиоклаз:

несколько меньшей основности (обычно с разницей в 5—8, иногда в 10—15 номеров), образовавшихся в процессе перекристаллизации более крупных зерен (фото 5—7).

Пироксены — главные темноцветные минералы, определяющие вместе с оливином возможные разновидности пород данной группы (габбро-анортозиты, габбро-норито-анортозиты, норито-анортозиты, их оливиновые разновидности и др.). Распределены они неравномерно с колебаниями от 0,5 до 12—15%, а в некоторых скважинах были встречены небольшие интервалы (менее 1 м) керна в габбро-норито-анортозитах, сложенные почти одними пироксенами, подобно крупноагрегатным шлировым выделениям. Представлены моноклинными и ромбическими разновидностями, из которых нередко преобладает гиперстен, особенно на участках взаимного прорастания, где вмещающим является гиперстен, а прорастающим клинопироксен. Последний наблюдается в виде неправильных иероглифических и тонкопластинчатых вростков в ромбическом пироксене (фото 8). Пироксены обычно ксеноморфны по отношению к плагиоклазам и развиваются большей частью в промежутках между ними (фото 9), нередко вместе с другими темноцветными и рудными минералами. Ромбические пироксены почти бесцветны со слабым плеохроизмом от зеленоватого до розового, углы $2V$ в них изменяются от —52 до —64°, $cNg = 0—4°$, что отвечает примерно 56—68% железистого компонента. Моноклинные пироксены тоже почти бесцветны со слабым зеленоватым оттенком, без плеохроизма. Для них характерны углы $2V$ от 48 ($cNg = 26°$) до 50—60° ($cNg = 36°$), по оптическим свойствам они приближаются к пижонитовому типу с незначительным содержанием энстатитового компонента.

Рудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом, пиритом, пирротином и халькопиритом, образующими мелкую и спорадическую вкрапленность, слагающую в общем около 3—5% горной массы габбро-норито-анортозитов. Преобладает ильменит, представленный двумя генерациями с разными формами выделений. Ильменит вместе с титаномагнетитом нередко ассоциирует с темноцветными минералами, с которыми находится подчас в сложных структурных срастаниях.

Оливин наблюдается чаще, чем в анортозитах, его содержание в шлифах изменяется от 0,8 до 5—7%; обычно образует мелкие (0,9—1,2 мм) зерна неправильной полигональной формы, иногда встречаются удлиненные зерна (до 5—7 мм). Для многих зерен характерны трещины, заполненные магнетитом, иногда серпентином; у одних по краям отражаются тонкие (0,05—0,1 мм) каемки ромбического пироксена, другие на границе с плагиоклазом окаймлены келифитовыми каемками моноклинного пироксена. Судя по углам $2V$ (измеренным в разрезах с двумя выходами оптических осей), изменяющимся от —68 до —82°, оливины содержат примерно 38—62% фаялитового компонента, что на диаграмме У. Дира и др. [70] соответствует гиалосидериту — гортонолиту. Отдельные зерна оливина частично замещены серпентином и иддингситом.

Порода	Место взятия образца	N_g	Nm
Габбро-анортозит зеленовато-пепельно-серый крупнозернистый	Володарск-Волынский массив, правый берег р. Лемли, в 4 км южнее с. Лесовщины; скв. 54, гл. 18,4 м	21 68 30	69 26,5 62
Габбро-норито-анортозит зеленовато-темно-серый, крупнозернистый	Володарск-Волынский массив, в 2,2 км юго-восточнее с. Турчинки; скв. 105, гл. 103,3—163,0 м	65 21 26	27 70 67
Габбро-анортозит зеленовато-темно-серый, крупнозернистый	Володарск-Волынский массив, с. Гута-Добрынь; скв. 72, гл. 12,5 м	20 28,5	70,5 63
Габбро-анортозит темно-серый, крупнозернистый	Володарск-Волынский массив, левый берег р. Тростяницы, с. Салы; скв. 81, гл. 18,3—19,0 м	23,5 31	67,5 61
Габбро-анортозит темно-серый, крупнозернистый, слабо иризирующий	Володарск-Волынский массив, западнее с. Выдыбора; скв. 110, гл. 18,5 м	25 28	68 67
Габбро-анортозит зеленовато-пепельно-серый	Володарск-Волынский массив, с. Осники; скв. 107, гл. 50,6 м	21 27	69,5 67
Габбро-норито-анортозит зеленовато-серый, крупнозернистый	Чоповичский массив, левый берег р. Ирши, восточная окраина с. Мелени; скв. 120, гл. 42 м	28 23 64	66 68 27
Габбро-анортозит зеленовато-темно-серый, крупнозернистый	Чоповичский массив между селами Каменкой и Владовкой; скв. 3040, гл. 42,8 м	25 26 24	69 66 67
Габбро-анортозит зеленовато-темно-серый, крупнозернистый	Федоровский массив, с. Федоровка; скв. 3386, гл. 33,0 м	24 26	68 66
Габбро-норито-анортозит зеленовато-темно-серый, крупнозернистый	Кривотинский массив; скв. 2128, гл. 39,0—44,0 м	22 27	69 64,5

Щелочной полевой шпат содержится в небольшом количестве (2—3%), образуя мелкие антипертитовые вростки в плагиоклазовых зернах, и почти таких же размеров выделения в промежутках между ними; по мелким выделениям (0,1—0,3 мм) не удается более детально определить калиевый полевой шпат.

Биотит образует мелкие (0,1—0,8 мм) выделения бурого цвета в парагенезисе с темноцветными и рудными минералами, зерна которых иногда обрастают тонкими прерывистыми каймами; на отдельных зернах довольно отчетливо проявляется плеохроизм в красновато-бурых тонах.

Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатами, иддингситом, серпентином, иногда тремолитом, эпидотом и пренитом, образовавшимися в процессе замещения плагио-

Таблица 6

из габбро-норито-анортозитов

Np	Двойниковая ось, плоскость спайности	Закон двойникования	2*V*	% *An*
86	⊥ (010)	Альбитовый	—	40
73	⊥ (001)	—	—	44
81	⊥ (010)	Альбитовый	—	50
82	⊥ (001)	—	+88	40
82	⊥ (010)	Альбитовый	+82	44
78	⊥ (010)	»	—	50
85	⊥ (010)	»	—	40
82	⊥ (010)	»	—	49
85	⊥ (010)	»	—	44
79,5	⊥ (010)	»	90	51
82	⊥ (010)	»	+74	48
75	⊥ (010)	»	+76	55
87	⊥ (010)	»	90	40
77,5	⊥ (010)	»	+88	52
80	⊥ (010)	»	—	50
83	⊥ (010)	»	—	43
85	⊥ (001)	—	—	40
79	⊥ (010)	Альбитовый	—	50
81	⊥ (010)	»	—	48
82	⊥ (010)	»	—	45
81	⊥ (010)	»	—	47
82	⊥ (010)	»	+80	48
84,5	⊥ (010)	»	+84	42
81	⊥ (010)	»	+80	49

клазов и темноцветных минералов; количество их меняется в пределах 0,5—12,7%.

Особенности минерального состава габбро-норито-анортозитов Коростенского плутона соответственно отражены в их химическом составе (табл. 7). Для сравнения приводим составы габбро-норито-анортозитов некоторых других сходных массивов. В табл. 8 приведены их числовые характеристики. Все различия в химическом составе анортозитов и габбро-норито-анортозитов обусловлены меньшим количеством плагиоклазов в породах данной группы при большем содержании темноцветных минералов.

Компонент	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	50,27	51,35	51,41	51,50	51,69	52,01	52,18
TiO_2	1,02	0,62	0,44	0,44	0,43	0,68	0 77
Al_2O_3	21,48	22,22	22,03	22,87	23,01	22,98	24,93
Fe_2O_3	1,74	1,16	2,29	0,89	1,18	2,13	0,32
FeO	7,86	5,84	7,18	6,23	5,61	4,05	3,70
MnO	0,11	0,09	0,09	0,11	0,08	0,07	0,06
MgO	2,75	3,85	3,44	3,72	3,24	2,16	2,14
BaO	0,05	—	Не обн.	0,04	—	—	0,08
CaO	8,43	8,96	8,40	9,31	9,10	9,24	8,68
Na_2O	4,09	3,86	3,49	3,60	3,95	3,54	4,58
K_2O	1,34	0,87	0,72	0,40	1,08	1,12	0,72
P_2O_5	0,22	0,28	0,05	0,11	0,19	0,46	0,11
S	0,11	0,08	0,16	0,07	0,13	0,11	0,12
Cl	0,03	0,03	—	0,08	0,03	0,03	0,3
CO_2	0,16	0,49	—	0,13	0,28	0,84	0,29
H_2O-	0,10	0,18	0,08	0,04	0,12	0,30	0,05
H_2O+	0,62	0,39	0,53	0,58	0,22	0,48	1,45
$O_2 - S + Cl$	—0,05	—0,04	—0.08	—0,05	—0,07	—0,06	—0,06
Сумма	100,33	100,23	100,23	100,07	100,18	100,14	100,15
$F_{общ}$	66,0	50,3	60,1	51,3	53,7	61,0	51,3
ρ, г/см³	2,849	2,828	2,874	2,814	2,800	2,763	2,759

Примечание: 21 — габбро-норито-анортозит, Федоровский массив, западная окраина с. Федоровка, в 1,5 км юго-восточнее с. Березовки, скв. 5975 (аналитик Б. Мирская); 23 — габбро-норито-анортозит, гл. 18,5 м (аналитик С. Панченко); 24 — габбро-анортозит, Болодарск-Волынский массив, с. Руднялынский массив, с. Волянщина, левый берег р. Верхней Иршицы (аналитик А. Стеценко); 26 — габбро-габбро-анортозит, Кривотинский массив, скв. 2210, гл. 21,4 м (аналитик А. Стеценко); 28 — то же, ый берег р. Ирши ниже устья р. Злобича, скв. 2, гл. 6,0 м (аналитик Б. Мирская); 30 — габбро-но вомиргородский плутон (среднее из 4 анализов) [114]; 32 — габбро-анортозит, Пилтенско-Рижский анортозит, массив Ахвенисто [324]; 35 — габбро-анортозит, Джугджурский массив (среднее из 2 ана

Числовые характеристики габбро-

Номер анализа*	s	a	c	b	a'	c
21	62,5	11,8	9,5	16,2	—	9,1
22	63,7	10,5	10,8	15,0	—	5,9
23	63,5	9,3	11,1	16,1	2,7	—
24	64,3	9,2	12,1	14,4	—	2,0
25	64,0	11,2	11,1	13,7	—	6,5
26	66,7	10,4	12,0	10,9	—	4,9
27	66,5	12,1	11,8	9,6	14,2	—
28	66,4	10,1	11,2	12,3	—	0,0
29	64,8	10,8	8,9	15,5	—	16,1
30	64,5	10,6	10,8	14,1	—	5,8
31	68,1	11,0	11,1	9,8	—	6,2
32	66,7	9,9	14,0	9,4	—	1,6
33	64,6	10,0	9,6	15,8	—	14,1
34	66,1	10,9	10,7	12,3	—	17,5
35	70,1	10,3	14,3	5,3	—	4,3
36	67,0	10,6	10,9	11,5	—	19,8

* См. примечание к табл. 7.

Таблица 7

норито-анортозитов, %

28	29	30	31	32	33	34	35	36
53,36	53,75	51,80	52,78	51,57	50,21	52,84	54,52	54,34
0,51	0,58	0,64	1,40	0,70	2,37	0,90	0,30	0,72
22,35	20,19	22,21	22,28	24,88	20,00	22,16	25,86	22,50
0,61	1,12	1,25	1,47	2,88	1,87	1,76	0,72	1,26
5,43	5,73	5,92	4,79	3,13	7,39	4,93	2,07	4,14
0,10	0,10	0,10	0,06	0,04	0,12	0,05	0,04	0,07
3,32	3,56	3,35	1,51	1,98	2,33	1,91	1,24	2,21
0,07	—	0,02	—	—	—	—	—	—
8,40	8,87	8,84	8,68	10,30	8,94	9,74	10,60	10,12
3,99	4,29	3,91	3,75	3,56	3,58	3,70	3,83	3,79
0,47	0,61	0,82	1,18	0,45	0,90	1,24	0,67	1,19
0,11	0,10	0,18	0,36	0,09	—	0,27	0,10	0,13
0,06	0,11	0,10	0,11	—	—	—	—	—
0,02	0,04	0,04	—	—	—	—	—	—
0,04	0,12	0,26	—	—	—	—	—	—
0,03	0,07	0,11	0,14	—	0,05	0,08	0,15	—
1,41	0,49	0,64	1,42	0,32	1,32	0,44	0,23	0,41
—0,03	—0,06	—0,06	—0,05	—	—	—	—	—
100,25	99,67	100,13	99,88	99,90	99,08	100,02	100,33	100,88
50,6	51,6	54,2	69,4	61,1	68,7	65,7	54,5	56,3
2,773	2,803	2,809	—	—	—	—	—	—

доровки, скв. 3386, гл. 33 м (аналитик Б. Мирская); 22 — габбро-анортозит, Володарск-Волынский анортозит иризирующий, Володарск-Волынский массив, в 1,2 км западнее с. Выдобора, скв. 110, Каменка скв. 160, гл. 11,5 м (аналитик С. Панченко); 25 — габбро-норито-анортозит, Володарск-Воанортозит иризирующий, с. Добрынь, бездействующая каменоломня (аналитик А. Стеценко); 27 — скв. 2202, гл. 14,1 м (аналитик А. Стеценко); 29 — габбро-норито-анортозит, Чоповичский массив, лерито-анортозит. Коростенский плутон (среднее из 10 анализов); 31 — габбро-анортозит, Корсунь-Но-плутон (среднее из 15 анализов) [37]; 33 — габбро-анортозит, Салминский плутон [15]; 34 — габбролизов) [145]; 36 — габбро-анортозит, Адирондак (среднее из 7 анализов) [303].

Таблица 8

норито-анортозитов, по А. Н. Заварицкому

f'	*m*	*n*	*t*	*φ*	*O*	*a/c*
60,0	30,9	82,5	1,5	10,0	—8,1	1,2
47,3	46,8	87,3	0,9	6,9	—4,4	0,9
58,5	38,8	88,8	0,6	12,8	—2,7	0,8
50,3	47,7	93,5	0,6	5,1	—1,9	0,7
50,3	43,2	84,2	5,7	7,5	—5,5	1,0
58,0	37,1	82,4	0,9	18,1	0,6	0,8
44,1	41,7	91,2	1,0	3,1	—3,0	1,0
50,6	49,4	94,1	0,7	4,8	0,2	0,9
43,3	40,6	92,0	0,8	6,4	—0,9	1,2
51,0	43,2	87,5	0,9	7,4	—3,0	0,9
65,1	28,7	83,3	2,0	13,9	3,1	0,9
60,1	38,3	93,4	1,0	26,6	—0,4	0,7
59,0	26,9	85,1	3,4	10,4	—0,4	1,0
54,2	28,3	82,2	1,2	13,2	—0,3	1,0
52,2	43,5	91,0	0,4	11,6	5,3	0,7
45,2	35,0	83,3	0,9	8,9	1,9	0,9

По сравнению с анортозитами и особенно габбро-норито-анортозитами породы данной группы распространены довольно ограниченно. Они слагают преимущественно краевые части габбро-анортозитовых массивов и прослеживаются по их периферии в виде относительно узких и прерывистых полос, местами расширяющихся до значительных участков; несравненно реже они встречаются в срединных частях массивов, образуя небольшие тела среди обширных полей габбро-норито-анортозитов.

На магнитных и гравиметрических картах габбро-норитовые тела вырисовываются вместе с габбро-норито-монцонитовыми, залегающими на контакте с мелкоовоидными гранитами группы рапакиви. Площади распространения этих пород в Володарск-Волынском габбро-анортозитовом массиве показаны на рис. 6 с учетом геофизических данных.

Группа габбро-норитовых пород представлена довольно многочисленными разновидностями, среди которых одни выделяются особенностями минерального состава и структуры, другие отличаются сложением — текстурой. В ее составе преобладают оливиновые разновидности, в которых оливин, за немногими исключениями, не является главным фемическим минералом. Таким разновидностям количественно подчинены обычные безоливиновые габбронориты, габбро и нориты. Все они постепенно и незаметно переходят друг в друга, что не позволяет выделить их на местности.

Обособленное место занимают оливиновые разновидности габбро-норитов, наиболее богатые ильменитом, встречающиеся на контакте с древними породами рамы плутона на Торчинском, Стремигородском и других участках. Это рудное габбро отличается от габбро габбро-анортозитовых массивов более магнезиальным оливином, содержащим до 23,4% MgO по сравнению с 12—18% в оливинах других массивов. Такое габбро, по-видимому, является более ранним дифференциатом основных пород плутона и на названных участках со временем будет использовано в качестве титановой руды.

Габбро-норитовые породы, будучи связаны с габбро-норито-анортозитами постепенными переходами, отличаются от них большим количеством темноцветных минералов, содержание которых вместе с рудными иногда достигает 40—45%. В зонах контакта с габбро-монцонитовыми породами встречаются габбро-норитовые разновидности, занимающие промежуточное положение между этими двумя группами, например ортоклазовое или амфиболизированное габбро и др.

В свежих изломах породы описываемой группы имеют темно-серый цвет, а на частично выветрелых поверхностях приобретают серую и зеленовато-серую окраску с буроватыми оттенками.

Габбро-норитовые породы преимущественно среднезернистые, хотя нередко встречаются мелко- и крупнозернистые разновидности. Наряду с массивным однородным сложением, характерным

для большинства пород данной группы, иногда встречаются (обычно в зонах контакта с габбро-норито-анортозитами) разновидности порфировидного сложения. Реже можно наблюдать разности с директивной тескстурой, обусловленной субпараллельным расположением тонкопластинчатых плагиоклазов.

Для пород этой группы характерны габбровая (фото 10) и габбро-офитовая (фото 11) структуры. В амфиболизированном габбро габбровая структура является по сути реликтовой с явными чертами гипидиобластовой.

Минеральный состав габбро-норитов отличается от лейкократовых основных пород не столько разнообразием слагающих минералов, сколько иными количественными соотношениями и характером самих минералов. В их состав входят плагиоклазы, пироксены, оливин, рудные, щелочной полевой шпат, биотит, роговая обманка, апатит, иногда кварц и несколько вторичных минералов, развивающихся по темноцветным и плагиоклазам.

Количественные соотношения слагающих минералов показаны в табл. 9. Плагиоклазы преобладают над остальными минералами, слагая в среднем немногим более половины горной массы габбро-норитовых пород. Они образуют пластинчатые и менее правильные призматические выделения, в большинстве идиоморфные по отношению к пироксенам, реже изометричные зерна. Размеры плагиоклазов изменяются от 0,5—1 до 3—5 мм, отдельные кристаллы достигают по длине 7—8 мм. Большинство зерен имеет отчетливую полисинтетическую штриховку и сдвойникованы по альбитовому закону; несравненно реже встречаются зерна, сдвойникованные по периклиновому закону. Плагиоклазы представлены лабрадором и андезином (табл. 10). В порфировидных разновидностях габбро-норитовых пород порфировидные выделения представлены лабрадором (58—50% *An*), а основная масса — андезином (48—40% *An*). Лишь в амфиболизированном и кварцевом габбро содержание анортита в плагиоклазах снижается до 35—33%. Обычно плагиоклазы габбро-норитовых пород незональны, в редких зональных плагиоклазах средние части сложены лабрадором и основным андезином (52—46% *An*), а краевые — андезином (35—30% *An*) и даже олигоклазом (28—25% *An*). Плагиоклазы изменены слабо; лишь в отдельных зернах средние более основные их части слегка испещрены мелкими серицитовыми чешуйками или замещены выделениями эпидотовых минералов, иногда альбитизированы по краям; реже альбит проникает внутрь в виде мелких округлых и тонких прожилков.

Пироксены — главные темноцветные минералы, слагающие в среднем около 22—25% горной массы. По отношению к плагиоклазам они ксеноморфны и образуют неправильные с угловатыми и округлыми очертаниями зерна, часто имеющие сложную скелетоподобную форму с многочисленными углублениями, иногда содержат пластинчатые индивиды плагиоклаза. Лишь отдельные призматические зерна менее ксеноморфны с частично выраженным идиоморфизмом. В поперечных разрезах пироксены иногда

Порода	Место взятия пробы	Плагиоклаз	Клинопироксен
Габбро зеленовато-темно-серое, мелкозернистое, оливиновое	В 3,5 км юго-восточнее с. Краевщины; скв. 5351, гл. 47,5 м	58,7	13,1
Норит буровато-серый, среднезернистый	В 3,7 км юго-западнее с. Краевщины; скв. 5377, гл. 23,5 м	52,0	1,2
Габбро зеленовато-темно-серое, среднезернистое, оливиновое	В 0,5 км восточнее с. Шадура; скв. 6088, гл. 6,0 м	50,8	20,6
Габбро темно-серое, мелкозернистое, оливиновое	Юго-восточная окраина с. Рыжан; скв. 158, гл. 13,4 м	50,6	19,0
Габбро-норит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый, оливиновый	Окрестности с. Модылева; скв. 94, гл. 23,8 м	55,2	23,1
Троктолит темно-серый, среднезернистый	В 1,5 км юго-западнее с. Небижа; скв. 131, гл. 20,5 м	60,0	6,9
Габбро-норит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	В 1 км северо-западнее с. Каменного Брода, р. Быстриевка; скв. 112, гл. 12,5 м	57,3	19,5
Габбро-норит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	Восточнее с. Потиевки; скв. 1556, гл. 29,8 м	51,1	14,6
Габбро-норит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый, оливиновый	Северо-западнее с. Заньки; скв. 1621, гл. 40,0 м	44,6	15,4
Габбро темно-серое, мелкозернистое, оливиновое	В 2 км юго-восточнее с. Гаромовки; скв. 235, гл. 37,0 м	49,5	17,3
Габбро зеленовато-серое, среднезернистое, амфиболизированное	Юго-западная окраина с. Потиевки; скв. 200, гл. 17,8 м	43,5	19,3
Габбро-норит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый, оливиновый	Правый берег р. Тростяницы с. Бучки; скв. 75, гл. 87,6 м	46,6	22,5
Норит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	Чоповичский массив, в 4 км юго-восточнее с. Ксаверова; скв. 3840, гл. 13,8 м	61,2	1,8
Габбро темно-серое, мелкозернистое, оливиновое	Чоповичский массив, в 2,3 км выше с. Межирички, левый берег р. Ужа	50,8	23,0
Габбро-норит темно-серый, среднезернистый, оливиновый	Кривотинский массив окрестности с. Близницов; скв. 2201, гл. 11,2 м	58,7	10,2
Габбро зеленовато-темно-серое, мелкозернистое	Федоровский массив, в 2,8 км северо-западнее с. Федоровки; скв. 209, гл. 59,0 м	53,7	24,1

обнаруживают кристаллографические очертания, редко срастаются в виде простых двойников. Размеры выделений пироксенов изменяются от 0,3—0,5 до 1—2 мм, изредка достигая 3—4 мм. Пироксены представлены моноклинными и ромбическими разновидностями.

Среди клинопироксенов отмечены широкие колебания соста-

Таблица 9

и габбро-норитов, %

Минералы								
Ортопироксен	Оливин	Рудные	Биотит	Калиевый полевой шпат	Амфибол	Акцессорные	Кварц	Вторичные
2,9	9,9	3,8	1,7	3,2	—	2,8	—	3,9
18,5	—	2,4	7,0	5,1	2,5	1,4	0,7	9,2
—	4,6	5,8	2,9	8,9	—	3,1	—	3,3
1,9	13,0	8,6	1,0	0,7	—	3,5	—	1,7
3,6	3,8	3,7	1,5	4,0	—	1,3	1,5	2,3
1,4	23,0	1,6	1,3	—	—	0,3	—	5,5
9,7	—	5,5	2,2	4,6	—	0,3	0,4	0,5
7,1	—	3,9	3,3	6,1	5,6	2,1	3,4	2,8
7,4	3,8	7,6	4,3	7,1	5,3	2,1	0,9	1,5
1,3	15,2	9,0	1,4	1,5	—	3,3	—	1,5
1,2	3,4	2,8	1,4	11,0	12,5	1,3	2,1	1,5
3,7	6,0	6,8	3,8	6,7	—	0,8	—	3,1
19,7	0,8	2,9	1,9	6,5	—	1,8	0,5	2,9
2,3	12,4	6,2	1,5	1,2	—	1,3	0,5	0,8
10,8	2,6	2,0	0,9	6,4	2,0	0,8	1,6	4,0
2,1	—	5,6	0,5	5,5	—	2,5	1,3	4,7

ва — от слабомагнезиальных железистых диопсидов до авгитов. Они характеризуются изменчивыми углами оптических осей от 46° ($cNg = 37—43°$) до 55° ($cNg = 39—47°$) со спорадическими отклонениями до 40 и 68°. Показатели преломления: $n_g = 1{,}720—1{,}740$, $n_p = 1{,}668—1{,}712$; $n_g — n_p$ колеблется от 0,022 до 0,035. Клинопироксены образуют отдельные самостоятельные зерна и

Порода	Место взятия образца	*Ng*	*Nm*
Габбро-норит зеленовато-темно-серый мелкозернистый, оливиновый	В 3,5 км юго-восточнее с. Краевщины; скв. 5352, гл. 47,5 м	24 22	70 68
Габбро-норит зеленовато-серый, среднезернистый	Юго-восточная окраина с. Писаревки; скв. 43, гл. 3,8 м	28 24	63,5 67
Габбро зеленовато-темно-серое, среднезернистое	Восточнее с. Потиевки; скв. 1556, гл. 29,8 м	29 24,5	63,5 65,5
Троктолит темно-серый среднезернистый	В 1,5 км юго-западнее с. Небижка; скв. 131, гл. 20,5 м	35 65	58,5 60
Габбро-норит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	В 2 км восточнее с. Горбылева; скв. 95, гл. 29,0 м	28 25	64 66
Габбро-норит зеленовато-темно-серый мелкозернистый	Правый берег р. Ирши против с. Нового Бобрика; скв. 135, гл. 145,6 м	31 26	63,5 64
Габбро темно-серое, мелкозернистое, оливиновое	В 2 км юго-восточнее с. Паромовки; скв. 235; гл. 17,1 м	25 27	69 63
Габбро-норит темно-серый, мелкозернистый	В 2 км северо-восточнее с. Чайковки; скв. 1720, гл. 46,2 м	27 21,5	63 68,5
Габбро зеленовато-серое, мелкозернистое	Кривотинский массив; скв. 2182, гл. 25,0 м	27,5 21,5	67,5 71
Габбро зеленовато-темно-серое, среднезернистое	Кривотинский массив; скв. 2205, гл. 16,4 м	30 25	62 66,5
Габбро темно-серое, мелкозернистое, оливиновое	Чоповичский массив, левый берег р. Ужа, в 2,3 км выше с. Межирички	25 20	65 70
Габбро зеленовато-темно-серое, мелкозернистое	Фодоровский массив, в 2,8 км северо-западнее с. Федоровки; скв. 209, гл. 59,0 м	22 21	76 69

более мелкие пластинчатые и эмульсиеподобные выделения в ортопироксенах.

Ортопироксены количественно подчинены (разумеется, за исключением норитовых разностей) моноклинным и представлены разновидностями типа гиперстенов. Для них характерны $2V$ от $-48°$ ($cNg = 0—2°$) до $-60°$ ($cNg = 3°$) с отклонениями до $-(70—80)°$ и более высокие показатели преломления: $n_g = 1{,}717—1{,}744$; $n_p = 1{,}702—1{,}730$; $n_g - n_p = 0{,}009—0{,}016$. Нередко оба пироксена находятся в закономерном срастании (фото 12). Часто ромбический пироксен образует узкие каемки вокруг оливина (фото 13). В некоторых зернах клинопироксена отмечается тонкая отдельность по первому пинакоиду (диаллаговая), а ортопироксен иногда слабо, едва заметно, плеохроирует — от бледно-зеленоватого по *Ng* до слабо-розового по *Np*. Пироксены

Таблица 10

из габбро-норитов

N_p	Двойниковая ось	Закон двойникования	$2V$	% An
78	⊥(010)	Альбитовый	+75	50
90	⊥(010)	»	+80	40
80	⊥(010)	»	±90	50
83	⊥(010)	»	—84	46
79	⊥(010)	»	+79	52 (ядро)
87	⊥(010)	»	+85	44
78,5	⊥(010)	»	—	55
41	∥ (001)	Периклиновый	—	54
80	⊥(010)	Альбитовый	+85	50
83	⊥(010)	»	+88	47
76,5	∥ (010)	Периклиновый	—	51
86,5	⊥(010)	Альбитовый	—	44
84	⊥(010)	»	—	46
86	⊥(010)	»	—82	44
78	⊥(010)	»	+84	50
83,5	⊥(010)	»	—	42
78	⊥(010)	»	+85	52
82	⊥(010)	»	—	44
81	⊥(010)	»	+77	50
81,5	⊥(010)	»	—	48
82	⊥(010)	»	—	46
88	⊥(010)	»	+70	40
84	⊥(010)	»	—	45
88	⊥(010)	»	+82	40

изредка прорастают рудными минералами (ильменитом и магнетитом) в виде тонких ориентированных вдоль спайности пластинок и мелких субграфических вростков. В некоторых разновидностях пироксены частично замещены бурым биотитом и зеленой роговой обманкой, а также (и чаще) вторичными минералами — карбонатами, хлоритом и баститоподным минералом с образованием гомоосевых псевдоморфоз.

Оливин встречается во многих разновидностях горных пород данной группы, однако его больше, естественно, в оливиновых разностях (до 8—10% и больше). Обычно он наблюдается в ассоциации с пироксенами и рудными минералами, нередко располагается в виде мелких остатков зерен внутри пироксенов, находясь с последними в реакционных взаимоотношениях. Оливин образует неправильные по форме угловатые и округлые зерна размером от

Компонент	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO_2	45,64	45,30	46,25	46,95	47,00	47,73	48,34	49,04	49,30
TiO_2	4,39	4,26	2,13	1,69	3,90	4,04	3,70	5,02	1,71
Al_2O_3	13,40	13,94	17,36	15,14	13,81	13,33	13,84	12,89	14,61
Fe_2O_3	3,06	2,91	1,64	0,82	2,49	0,68	2,21	2,50	1,23
FeO	13,78	13,95	13,66	12,10	12,50	14,99	12,51	11,77	12,57
MnO	0,26	0,28	0,19	0,19	0,18	0,30	0,19	0,20	0,16
MgO	4,41	4,31	6,10	4,92	4,38	5,63	4,18	4,98	6,03
BaO	—	0,05	0,05	0,04	0,02	—	0,03	Следы	0,04
CaO	8,89	8,83	7,42	10,29	8,62	7,41	7,91	8,68	9,02
Na_2O	2,67	2,92	3,28	3,15	3,28	2,77	3,05	2,83	3,19
K_2O	1,06	0,81	0,64	1,09	1,66	1,17	1,29	1,18	0,96
P_2O_5	1,32	0,83	0,35	1,65	1,15	0,61	0,52	0,23	0,17
S	0,16	0,16	0,13	0,21	0,18	0,26	0,22	0,14	0,18
Cl	0,05	0,03	0,01	0,05	0,03	0,10	0,03	0,07	0,04
CO_2	0,62	0,28	0,67	0,53	0,56	—	0,63	0,47	0,28
H_2O-	0,10	0,18	0,09	0,12	0,08	—	0,17	0,13	0,11
H_2O+	0,34	0,78	0,21	0,89	0,59	0,11	0,84	0,28	0,54
$O_2 - S +$ Cl	—0,08	—0,08	0,06	—0,11	—0,09	—0,15	—0,11	—0,08	—0,09
Сумма	100,07	99,74	100,12	99,72	100,34	98,98	99,55	100,33	100,05
$F_{общ}$	68,0	68,4	58,3	59,8	65,6	61,3	66,4	61,7	56,0
ρ, г/см³	3,230	3,042	3,023	3,051	3,095	—	3,013	3,134	3,019

Примечание: 37 — габбро оливиновое, Володарск-Волынский массив, с. Добрынь, скв. 147, р. Ужа, в 2,5 км выше с. Межирички (аналитик А. Стеценко); 39 — габбро-норит оливиновый, Воло 40 — то же, правый берег р. Тростяницы, с. Буки, скв. 75, гл. 15,5 м (аналитик Б. Мирская); 41 — (аналитик Ю. Мирская); 42 — габбро оливиновое, Володарск-Волынский массив, р. Ирша, с. Горо паднее г. Володарск-Волынского, скв. 2266, гл. 55,7 м (аналитик А. Стеценко); 44 — габбро-норит 112, гл. 12,5 м (аналитик С. Панченко); 45 — габбро оливиновое, Володарск-Волынский массив, в оливиновый, Володарск-Волынский массив, правый берег р. Верхолужки между селами Горбулевым карьер (аналитик А. Стеценко); 48 — габбро, Кривотинский массив, северо-западная окраина с. Кри 50 — габбро-норит, Корсунь-Новомиргородский плутон (среднее из 6 анализов) [114]; 51 — габбро-плутон [15]; 53 — габбро, массив Нордингра (среднее из 2 анализов) [307]; 54 — габбро-норит, зов) [303]; 56 — габбро оливиновое, средний тип по Дэли.

0,3—0,5 до 2—3 мм или более правильные с полигональными очертаниями и характерными грубыми изгибающимися и пересекающимися трещинами. В проходящем свете зерна окрашены в слабый зеленовато-серый цвет с буроватым оттенком. Как показали замеры (по двум выходам оптических осей) $2V$, изменяющегося от —65 до —80°, оливин габбро-норитов по составу мало отличается от оливина габбро-норито-анортозитов. Большинство зерен оливина в габбро-норитах содержит примерно 40—72% фаялитового компонента, что на диаграмме У. Дира и др. [70] соответствует гортонолиту. Оливин замещен буровато-зеленым серпентином и бурым иддингситом, изредка по нему образуется тонкочешуйчатый агрегат актинолит-тремолитового амфибола; кроме того, в псевдоморфозах наблюдались мелкие землистые скопления магнетита.

Рудные минералы представлены ильменитом (преобладает), титаномагнетитом, пиритом, пирротином, иногда халькопиритом.

Таблица 11

габбро-норитовых пород, %

46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
49,98	51,00	51,82	48,60	44,85	48,38	48,20	51,93	49,59	45,25	46,49
2,04	1,14	1,88	2,70	4,38	1,06	4,45	3,36	1,85	6,68	1,17
16,07	14,03	13,59	14,93	14,32	19,30	17,23	15,26	19,23	11,84	17,73
0,42	1,91	2,01	1,58	1,40	3,44	1,89	1,30	3,97	1,59	3,66
12,56	11,06	12,33	12,93	16,18	8,40	10,35	11,99	5,74	14,12	6,17
0,18	0,18	0,14	0,20	0,22	0,11	0,20	0,20	0,09	0,23	0,17
4,12	7,00	5,32	4,96	4,89	6,57	4,62	4,45	4,16	6,42	8,86
—	0,03	0,05	0,02	—	—	—	—	—	—	—
8,33	8,50	6,51	8,15	7,99	8,67	8,26	6,86	9,42	10,23	11,48
3,46	3,01	3,52	3,10	2,46	2,96	2,93	2,36	3,79	2,14	2,16
1,29	1,03	1,27	1,13	0,81	0,55	0,77	1,38	0,52	0,47	0,78
0,07	0,11	0,46	0,64	1,17	0,47	—	0,38	1,28	0,16	0,29
0,16	0,14	0,15	0,17	0,19	—	—	—	—	—	—
—	0,02	0,03	0,04	—	—	—	—	—	—	—
—	0,31	0,26	0,37	0,45	—	—	—	0,13	—	—
0,14	0,07	0,11	0,10	0,09	0,11	0,08	0,15	0,03	0,17	
1,07	0,45	0,65	0,45	0,67	0,09	1,39	0,64	0,19	—	1,04
—0,08	—0,07	—0,07	—0,08	—0,09	—	—	—	—	—	—
99,81	99,92	100,03	99,99	99,98	100,11	100,37	100,26	100,09	99,30	100,00
64,1	50,7	59,7	61,3	67,1	49,5	59,7	62,9	55,4	57,7	37,8
3,042	3,095	2,984	3,051	—	—	—	—	—	—	—

гл. 7,8 м (аналитик А. Стеценко); 38 — габбро-норит оливиновый, Чоповичский массив, левый берег дарск-Волынский массив, р. Верхняя Иршица, в 1,2 км выше с. Волянщины (аналитик А. Стеценко); габбро-норит, Володарск-Волынский массив, в 1,2 км восточнее с. Шадуры, скв. 6120, гл. 15,5 м шечки [249]; 43 — габбро мелкопорфировидное оливиновое, Володарск-Волынский массив, в 2 км заоливиновый, Володарский массив, в 1,4 км северо-западнее с. Каменного Брода, р. Быстриевка, скв. 2 км северо-западнее г. Черняхова, скв. 2613, гл. 27,4 м (аналитик А. Стеценко); 46 — габбро-норит и Торчиным (аналитик А. Стеценко); 47 — габбро-норит, Володарск-Волынский массив, с. Слипчицы, вотина (аналитик Б. Мирская); 49 — габбро-норит, Коростенский плутон (среднее из 16 анализов); норит, Пилтенско-Рижский плутон (среднее из 26 анализов) [37]; 52 — габбро-норит, Салминский Джугджурский массив (среднее из 2 анализов) [145]; 55 — габбро, Адирондак (среднее из 3 анали-

В оливиновых габбро-норитах значительно возрастает содержание титаномагнетита, достигая почти равного количества с ильменитом. Максимальное содержание рудных минералов в оливиновых разновидностях 8—9%. Ильменит, как и другие рудные минералы, образует мелкую довольно равномерно распределенную вкрапленность (фото 14) размером от 0,1—0,2 до 0,5—0,8 мм, отдельные выделения достигают 1—1,2 мм; они имеют округлую, угловато-округлую, червеобразно-изогнутую форму; менее правильные выделения характерны для титаномагнетита, замещающего пироксены (фото 15).

Калиевый полевой шпат — второстепенный минерал, его количество обычно не превышает 5—6%, заметно увеличиваясь в измененных разновидностях, например в амфиболизированном и ортоклазовом габбро. Образует мелкие неправильные выделения в промежутках между плагиоклазами и темноцветными минералами, по отношению к которым ксеноморфен. Находясь в тесном

срастании с плагиоклазом, калиевый полевой шпат в одних случаях слегка корродирует края его зерен, в других — проникает внутрь и разобщает их на более мелкие зерна. На фото 16 показаны начальные стадии замещения порфировидного плагиоклаза калиевым полевым шпатом в габбро-норите. В порфировидном плагиоклазе, представленном лабрадором (55—56% *An*), вначале появляются осветленные участки более кислого плагиоклаза (40—36% *An*), затем внутри таких «раскисленных» участков образуется калиевый полевой шпат, который постепенно разрастается и разобщает порфировидный плагиоклаз на более мелкие зерна среднего и кислого андезина. Вторая форма выделений калиевого полевого шпата — мелкие антипертитовые вростки в плагиоклазе, вообще не характерные для пород описываемой группы. Малые размеры выделений калиевого полевого шпата не позволяют более точно определить его минеральную принадлежность.

Биотит развивается в виде мелких пластинок и листоватых чешуек на стыках зерен плагиоклазов и пироксенов, ассоциирует с ильменитом и титаномагнетитом; иногда замещает эти минералы; в результате такого замещения одни зерна рудных минералов оказались внутри биотита, другие окаймлены биотитом с образованием мелкопластинчатых агрегатных скоплений (фото 17). Размер выделений биотита варьирует от самых мелких пластинок 0,1—0,2 мм до агрегатных скоплений 1,5—2 мм. Наблюдается плеохроизм от ярко-бурого с красноватым оттенком по *Ng* до светло-бурого иногда соломенно-желтого по *Np*. Судя по показателям преломления ($n_m = 1{,}664 - 1{,}675 \pm 0{,}003$), его железистость (65—76%) меньше железистости биотитов гранитов рапакиви.

Роговая обманка выступает как постериорный минерал на месте замещенных пироксенов; вначале она развивается по периферии зерен пироксенов, затем проникает внутрь в виде неправильных мелких пятен и захватывает постепенно почти все зерно до полного замещения (фото 18). Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой разновидностью, образующей мелкие (0,1—0,3 мм) неправильные по форме выделения и более крупные пластинчатые зерна, иногда достигающие 2—3 мм. Роговая обманка окрашена в оливково-зеленый цвет со слабым буроватым оттенком. Плеохроизм выражен слабо: по *Ng* — зеленый, по *Nm* — серовато-зеленый, по *Np* — желтовато-зеленый; $2V = -(68—74)°$, $cNg = 15—20°$. Отдельные зерна по краям слабо замещены биотитом.

Среди акцессорных минералов характерным и почти единственным для пород данной группы является апатит; его содержание обычно не превышает 2,5—3%, несколько увеличиваясь в меланократовых разновидностях. Апатит образует мелкие тонкошестоватые и игольчатые кристаллы до 1,2—1,55 мм в длину, прорастающие другие минералы, а в разрезах, перпендикулярных к главной оси,— мелкие правильные шестиугольники; реже встречаются пластинчатые кристаллы, которые по сравнению с игольчатыми ко-

ГАББРО-НОРИТО-МОНЦОНИТЫ

Пространственно габбро-норито-монцонитовые породы тесно связаны с габбро-норитами и развиты в краевых частях габбро-анортозитовых массивов плутона, залегая обычно в непосредственных контактах с гранитами рапакиви. Несравненно реже эти породы встречаются в срединных частях массивов (например, Володарск-Волынского), слагая небольшие участки, подчиненные общей структуре этих массивов. На местности они почти не отделимы от габбро-норитов, в связи с чем трудно определить количественные соотношения двух групп пород.

Впервые эти породы описал В. Е. Тарасенко [249] в составе Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива под названием габбро-сиенитов, пироксеновых и оливин-пироксеновых сиенитов. Много лет спустя Н. И. Безбородько [25] назвал эти породы монцонитами, выделив среди них несколько разновидностей от наиболее основных кенталленитов до кварцевых монцонитов.

Минеральный состав габбро-

Порода	Место взятия пробы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	Юго-восточная окраина с. Торчина; скв. 89, гл. 20,9 м	40,8	24,3
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	Юго-восточная окраина с. Потиевки; скв. 100—V лин., гл. 21,5 м	38,9	24,5
Монцонит кварцевый зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	В 2,5 км северо-восточнее с. Потиевки; скв. 1554, гл. 33,2 м	40,5	34,3
Габбро-норито-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	Западная окраина с. Буки, левый берег р. Добрыньки; скв. 1, гл. 9,0 м	47,1	22,4
Габбро-норито-монцонит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	В 2 км северо-восточнее с. Чайковки; скв. 1728, гл. 41,6 м	37,5	26,5
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	с. Ляховая; скв. 1718, гл. 54,0 м	38,6	27,2
Габбро-норито-монцонит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	с. Березовка; скв. 5208, гл. 18,0 м	33,9	29,3
Габбро-норито-монцонит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	Восточная окраина с. Шадуры; скв. 6087, гл. 20,0 м	35,4	22,8
Габбро-норито-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	В 1,5 км северо-западнее с. Гайков; скв. 100, гл. 41 м	38,4	27,2
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	В 0,8 км севернее с. Писаревки; скв. 84, гл. 5,3 м	37,1	24,2
Габбро-монцонит темно-серый, мелкозернистый	Юго-западная окраина с. Писаревки; скв. 22, гл. 7,5 м	43,9	29,0
Монцонит кварцевый темно-серый, среднезернистый	Кривотинский массив, с. Бондаревка; скв. 2192, гл. 19,2 м	39,0	22,5

В большинстве своем эти породы переходные между габброноритами и монцонитами, что отмечали Н. И. Безбородько [26] и затем В. С. Соболев [236], а по составу они приближаются к мангеритовой разновидности монцонитов. Более основные разновидности габбро-сиенитов трудно отличимы от габбро-норитов, а более кислые текстурно приближаются к мелкоовоидным рапакиви.

В состав данной группы входят несколько разновидностей, выделяемых по минеральному составу и сложению (например, оливиновые и безоливиновые, кварцевые, мелко- и среднезернистые порфировидные и др.).

Габбро-норито-монцониты представляют собой массивные, преимущественно среднезернистые (ближе к мелкозернистым), породы серого и темно-серого цвета, наряду с которыми нередко встречаются их мелкозернистые более темноокрашенные разновидно-

Таблица 13

норито-монцонитов, %

Минералы								
Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Рудные	Амфибол	Биотит	Кварц	Акцессорные	Вторичные
21,0	0,4	5,5	4,0	1,5	0,8	0,2	1,0	0,5
17,2	1,2	1,6	2,9	5,3	1,0	2,1	1,5	3,8
7,4	0,4	4,6	1,3	3,5	2,6	5,0	0,2	0,2
8,3	5,5	1,2	3,2	4,5	1,5	3,0	2,0	1,3
12,2	5,8	—	4,3	2,5	1,8	1,2	1,7	6,5
14,1	0,5	—	4,1	3,2	2,0	3,7	1,4	5,2
10,1	7,2	—	3,7	2,0	2,3	4,7	3,1	3,7
21,0	6,6	1,0	5,3	2,4	2,2	0,3	1,8	1,2
17,1	5,3	—	4,1	2,0	1,2	2,0	1,0	1,7
16,3	0,7	2,5	5,0	6,7	1,5	1,6	2,3	2,1
6,9	1,2	0,9	1,4	10,6	1,7	2,3	0,6	1,5
10,9	1,7	—	2,9	13,0	2,5	4,7	2,3	0,5

Порода	Место взятия образца	*Ng*	*Nm*
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	В 1,8 км юг о-восточнее с. Паромовки; скв. 51, гл. 42,0 м	21 12	70 81
Монцонит кварцевый, темно-серый, мелкозернистый	Севернее с. Березовки; скв. 5207, гл. 25,4 м	16,5 15	75,5 75
Габбро-норито-монцонит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	В 0,4 км восточнее с. Шадуры; скв. 6087, гл. 20,0 м	29 22,5	62 67,5
Габбро-(норито)-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	В 2 км северо-западнее с. Гайков; скв. 117, гл. 8,7 м	27,5 24	65,5 68
Габбро-монцонит темно-серый, мелкозернистый	В 3,4 км юго-восточнее с. Краевщины; скв. 5352, гл. 7,5 м	21,5 65	75 27
Габбро-монцонит темно-серый, амфиболовый	В 1,0 км южнее с. Рудни-Стариковской; скв. 123, гл. 25,5 м	21 12	69 79
Габбро-норито-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	Западная окраина с. Буки; скв. 1, гл. 9,0 м	20 9,5	70 81
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	Юго-восточная окраина с. Потиевки; скв. 100, гл. 21,5 м	20 18	71 72
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, среднезернистый	Окрестности с. Ляховой; скв. 1718, гл. 54,0 м	67 16	25 73
Габбро-монцонит зеленовато-серый, среднезернистый	В 2 км северо-восточнее с. Чайковки; скв. 1749, гл. 51,3 м	21 19	68 70
Габбро-монцонит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	Юго-восточная окраина с. Торчина; скв. 89, гл. 20,9 м	20 10	70,5 80
Монцонит кварцевый, темно-серый, среднезернистый	Кривотинский массив, вблизи с. Бондаревки; скв. 2192, гл. 19,2 м	20 14	70 76

сти, имеющие местами слегка порфировидное тонкополосчатое сложение.

Структура их гипидиоморфнозернистая с элементами и небольшими участками монцонитовой, т. е. с более отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату, обычно ксеноморфному и заполняющему промежутки между плагиоклазом и темноцветными минералами (фото 19); иногда на таких участках отмечались реликты габбро-офитовой структуры (фото 20). В некоторых разновидностях плагиоклаз с калиевым полевым шпатом, а последний и с кварцем взаимно прорастают с образованием мелких участков пертитовых и субграфических структур.

По минеральному составу породы описываемой группы сходны с габбро-норитами, от которых, однако, отличаются повышенной железистостью темноцветных минералов и значительно большим

Таблица 14

из габбро-норито-монцонитов

Np	Двойниковая ось	Закон двойникования	2V	% An
85	⊥(010)	Альбитовый	+86	41
84	⊥(010)	»	—83	32
87	⊥(010)	»	—80	36
89	⊥(010)	»	+88	35
85	⊥(010)	»	—88	47
86	⊥(010)	»	—84	41
78,5	⊥(010)	»	+74	50
84	⊥(010)	»	+80	45
78	⊥(010)	»	+70	48
78	⊥(001)	Переклиновый	+84	42
87	⊥(010)	Альбитовый	—78	40
86	⊥(010)	»	—80	32
88	⊥(010)	»	+78	40
88	⊥(010)	»	—	30
86	⊥(010)	»	—80	40
89	⊥(010)	»	—84	38
86	⊥(001)	Периклиновый	—80	38
88	⊥(010)	Альбитовый	—88	36
83	⊥(010)	»	+86	42
86	⊥(010)	»	+88	39
88,5	∥(010)	—	—	36
89	⊥(010)	Альбитовый	—82	30
87	⊥(010)	»	+72	40
89	⊥(010)	»	—	34

содержанием калиевого полевого шпата, являющегося одним из главных породообразующих минералов.

В состав габбро-норито-монцонитов входят плагиоклазы, щелочные полевые шпаты, пироксены, рудные минералы, оливин, амфибол, биотит, апатит, кварц, карбонаты, хлорит, серпентин, серицит. Количественные соотношения слагающих минералов приведены в табл. 13.

Плагиоклазы преобладают над всеми минералами и вместе с калиевым полевым шпатом слагают более половины всей горной породы. Среди них выделяются по меньшей мере две генерации, отличающиеся основностью, размерами зерен и двойникованием. Плагиоклазы образуют таблитчатые, призматические и округлые индивидуумы, а также зерна менее правильной формы, сохранившие довольно отчетливый идиоморфизм по отношению к калиевому полевому шпату и многим темноцветным минералам. Размер

зерен плагиоклаза от 0,2—0,5 до 2—3 мм, иногда 4—5 мм и более. Большинство зерен сдвойникованы по альбитовому закону с тонкой полисинтетической штриховкой, иногда слегка деформированной — изогнутой или смещенной по микроразрывам. Очень редко наблюдались индивидуумы с периклиновым двойникованием; некоторые зерна отличались неоднородным, подобно агрегатному, погасанием. Плагиоклазы представлены (табл. 14) андезином (48—40% *An*) и значительно реже (преимущественно в порфировидных плагиоклазах) лабрадором (54—50% *An*); по мере увеличения в породах калиевого полевого шпата основность плагиоклазов понижается до кислого андезина (35—30% *An*), а по краям редко встречающихся зерен зональных плагиоклазов — до олигоклаза (28—25% *An*). Плагиоклазы довольно интенсивно замещены калиевым полевым шпатом, причем нередко удается проследить все стадии изменения, сопровождаемые деанортитизацией более основных плагиоклазов, вплоть до их полного замещения. На фото 21 показано довольно крупное зерно плагиоклаза в габбро-монцоните, замещенное в середине калиевым полевым шпатом в виде «пятна» с очень извилистыми контурными очертаниями; плагиоклаз зерна представлен основным андезином (48—46% *An*), а у контакта с калиевым полевым шпатом — средним андезином (40% *An*). Более интенсивное замещение присходит по краям плагиоклазовых зерен, как, например, в оливиновом габбро-монцоните (фото 22). Калиевый полевой шпат, замещая плагиоклаз с краев зерен, проникает затем в их середину и разделяет зерна на мелкие участки, от которых при дальнейшем замещении остаются внутри калиевого полевого шпата лишь небольшие реликты. Вдали от калиевого полевого шпата плагиоклаз представлен лабрадором и основным андезином (50—48% *An*), у контакта с калиевым полевым шпатом — средним андезином (42—40% *An*), а в реликтовых зернах — более кислым андезином (38—36% *An*).

Калинатровые полевые шпаты являются после плагиоклазов главными породообразующими минералами (20—35%); кроме изредка встречающихся антипертитовых вростков образуют ксеноморфные выделения неправильных форм с извилистыми контурами; размеры зерен обычно не превышают 0,5—0,6 мм, изредка достигая 0,8—1 мм. Щелочной полевой шпат в одних выделениях относительно однороден, в других, количественно преобладающих, имеет микропертитовое строение, нередко очень тонкое (криптопертитовое), заметное лишь при большом увеличении. Судя по данным немногих измерений (трудно находить пригодные для этого разрезы) угла оптических осей, щелочной полевой шпат представлен несдвойникованным ортоклазом и в меньшем количестве промежуточным по степени триклинности микроклином (табл. 15). Лишь в нескольких шлифах удалось измерить в калиевом полевом шпате 2 *V*, изменяющийся от —52 до —60°.

Пироксены представлены моноклинными и ромбическими разновидностями, образуют неправильные частично удлиненные или близкие к изометричным зерна и небольшие агрегатные скопле-

Таблица 15

Характеристика калиевых полевых шпатов из габбро-норито-монцонитов

Порода	Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2 *V*	Минерал
Габбро-монцонит оливиновый	В 0,8 км севернее с. Писаревки; скв. 84, гл. 5,3 м	85	9	88	⊥ (001)	—74	Ортоклаз
		86	10	82	⊥ (001)	—66	»
Габбро-(норито)-монцонит	В 2 км северо-западнее с. Гайков;	86	4	87	⊥ (001)	—72	»
	скв. 117, гл. 8,7 м	76	14	85	⊥ (001)	—62	Микроклин
Габбро-монцонит	В 0,5 км юго-западнее с. Шадуры;	4	88	87	⊥ (010)	—72	Ортоклаз
	скв. 194, гл. 5,0 м	90	8	85	⊥ (001)	—64	»
Габбро-монцонит	Правый берег р. Верхней Иршицы, у Теренецкого моста	78	13	86	⊥ (001)	—60	Микроклин
		71	20	83	⊥ (001)	—60	»
		89	3	88	⊥ (001)	—62	Ортоклаз
Габбро-монцонит оливиновый	Левый берег р. Ирши, южная окраина г. Володарск-Волынского	87	6	85	⊥ (001)	—62	»
		88	8	83	⊥ (001)	—60	»
Габбро-монцонит	В 0,5 км севернее с. Березовки; скв. 5208, гл. 18,7 м	85	11	81	⊥ (001)	—62	Микроклин
		89	9	81	⊥ (001)	—68	Ортоклаз
		86	6	85	⊥ (001)	—72	»
Кварцевый монцонит	Юго-восточная окраина с. Потиевки; скв. 140, 23,8 м	80	16	78	⊥ (001)	—78	Микроклин
Кварцевый монцонит	В 2 км восточнее с. Потиевки; скв. 1547, гл. 33,2 м	89	8	84	⊥ (001)	—68	Ортоклаз
		86	7	88	⊥ (001)	—64	»
Кварцевый монцонит	Северо-восточнее с. Потиевки; скв. 1533, г. 32,0 м	87	14	80	⊥ (001)	—73	Микроклин
		84	10	83	⊥ (001)	—76	»
Габбро-норито-монцонит	В 2 км северо-восточнее с. Чайковки; скв. 1728, гл. 41,6 м	86	10	77	⊥ (001)	—64	Ортоклаз
		89	4	81	⊥ (001)	—68	»

ния. Иногда наблюдается закономерное взаимное срастание зерен: в одних случаях клинопироксен прорастает одинаково ориентированными вростками ортопироксена, интенсивно им замещаясь, в других — клинопироксен содержит мелкие оптически разноориентированные включения ортопироксена, иногда сгруппированные в мелкие агрегаты. Ромбические пироксены представлены в основном гиперстеном (2 *V* от —70 до —80° с единичными отклонениями до —48—88°, *cNg* = 0—4°), слабо плеохроирующим от бледно-зеленоватого до почти бесцветного; иногда гиперстен отличается от клинопироксена скелетообразной формой выделений. Моноклинные пироксены значительно преобладают над ромбическими и характеризуются непостоянством состава. Судя по данным измерений оптических констант (2 *V* от +46 до +68°, *cNg* = 25—42°), клинопироксены относятся к слабомагнезиальным железистым диопсидам и авгитам. Гиперстен нередко замещен карбонатами, иногда хлоритом, а клинопироксен — преимущественно роговой обманкой и затем биотитом.

Рудные минералы встречаются в виде мелкой рассеянной вкрапленности, представлены ильменитом, титаномагнетитом, пирротином, пиритом, халькопиритом, марказитом. Главными являются ильменит и магнетит. Ильменит образует мелкие зерна неправильных форм и более эвгедральные призматические кристаллы, а также тонкие срастания с магнетитом в титаномагнетите. Размер выделений от 0,1 до 1 мм. Находясь обычно в ассоциации с темноцветными минералами, ильменит нередко врастает в виде тонких игольчатых включений и пироксены. Содержание рудных минералов изменчиво, но в среднем не превышает 3,5—4%.

Оливин встречается не во всех разновидностях, а в оливиновых габбро-норито-монцонитах его не более 5—6%; как правило, наблюдается в парагенезисе с пироксенами, образует мелкие трещиноватые в большинстве реликтовые зерна неправильной формы. Некоторые зерна по краям обрастают гиперстеном, частично замещенным амфиболом. Для оливина характерны углы $2V$ от —54 до —76° с единичными отклонениями до (—78) — (—80)°, а в кварцевых монцонитах до —50°. Судя по этим данным, оливины здесь более железистые, чем в габбро-норитах, а по диаграмме У. Дира и др. [70] относятся к гортонолиту и феррогортонолиту. Оливин нередко замещен серпентином, иногда образующим псевдоморфозы, реже бесцветным амфиболом в виде призматических зерен и лучистых агрегатов.

Роговая обманка и биотит развиваются как постериорные минералы за счет пироксенов и отчасти плагиоклазов. Роговая обманка редко образует самостоятельные зерна, а в большинстве случаев развивается в виде неправильных пятен и участков по пироксенам; для нее характерен обычный плеохроизм от буровато-зеленого по Ng до бледно-зеленого по Np, а $2V$ изменяется от —58 до —76°, $cNg = 14$—26°. Биотит развивается в виде мелких пластинок и чешуек по роговой обманке и пироксенам в ассоциации с рудными минералами. Плеохроизм обычный — от бурого по Ng до соломенно-желтого по Np; показатели преломления n_m изменяются от 1,664 до 1,680. По железистости биотиты сходны с биотитами некоторых гранитов группы рапакиви.

Из акцессорных минералов характерны апатит, образующий многочисленные мелкие шестоватые кристаллики, довольно равномерно распределенные в габбро-монцонитах; среднее его содержание около 1,5—2%. В зонах контакта габбро-монцонитов с гранитами рапакиви изредка встречаются обогащенные апатитом участки, например в окрестностях с. Дашинки, на левом берегу р. Тростяницы выше с. Буки и в других местах. Кроме апатита в кварцевых монцонитах встречены единичные зерна циркона.

Вторичные минералы представлены карбонатами, хлоритом, серпентином и серицитом, развивающимися по темноцветным минералам и полевым шпатам.

Химические анализы пород данной группы приведены в табл. 16 и 17.

Таблица 16

Химический состав габбро-норитов-монцонитов, %

Компонент	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67
SiO_2	49,76	51,30	52,08	52,20	53,17	54,17	55,98	52,00	58,52	57,20	56,12
TiO_2	2,67	2,88	2,37	2,55	2,44	1,74	2,65	2,68	1,55	1,43	1,10
Al_2O_3	12,94	13,33	13,57	14,67	13,72	13,05	11,77	13,39	13,73	15,84	16,96
Fe_2O_3	1,95	2,84	2,63	1,83	1,42	2,07	2,68	2,03	2,50	2,00	2,93
FeO	13,36	11,64	11,87	11,51	11,96	12,20	9,62	12,42	9,52	8,04	4,01
MnO	0,22	0,20	0,17	Следы	0,19	0,17	—	0,14	0,13	0,13	0,16
MgO	3,72	2,53	2,55	3,48	3,45	2,51	3,03	2,94	1,48	1,70	3,27
BaO	0,05	0,03	0,07	—	Следы	0,08	—	0,02	—	—	—
CaO	7,45	6,56	6,30	6,69	6,30	5,74	6,81	6,60	4,06	5,47	6,50
Na_2O	3,30	3,26	3,08	3,04	3,18	3,37	3,15	3,14	3,12	2,95	3,67
K_2O	2,39	2,44	2,49	2,49	2,39	2,94	2,53	2,50	3,68	3,39	3,76
P_2O_5	1,05	1,38	0,61	0,83	0,92	0,98	0,91	0,97	0,39	—	0,47
S	0,14	0,19	0,30	0,23	0,18	0,23	—	0,20	0,18	—	—
Cl	0,05	0,03	0,06	0,08	0,04	0,07	—	0,05	—	—	—
CO_2	0,62	0,57	0,60	—	0,35	0,47	—	0,33	—	—	—
H_2O-	0,08	0,09	0,17	0,11	0,08	0,15	} 1,27	0,09	0,10	0,19	—
H_2O+	0,55	0,58	0,65	0,00	0,58	0,39		0,50	0,90	1,47	1,05
$O_2 - S + Cl$	—0,08	—0,09	—0,16	—0,12	—0,09	—0,12	—	—0,11	—0,09	—	—
Сумма	100,22	99,76	99,41	99,59	100,28	100,21	100,40	99,89	99,77	99,81	100,00
$F_{общ}$	69,7	76,1	75,9	67,9	68,6	75,9	69,2	73,2	82,1	76,4	53,7
ρ, г/см³	2,987	3,006	3,002	—	2,934	2,905	—	2,967	—	—	—

Примечание: 57 — габбро-норито-монцонит, Володарск-Волынский массив с. Шадура, скв. 6114, гл. 6,4 м (аналитик Б. Мирская); 58 — то же, с. Буки, скв. 1, гл. 9 м (аналитик Б. Мирская); 59 — габбро-монцонит, Володарск-Волынский массив, с. Потиевка скв. 100, гл. 24,2 м (аналитик С. Панченко); 60 — габбро-сиенит, г. Володарск-Волынский, р. Ирша [249]; 61 — габбро-монцонит, Володарск-Волынский массив, с. Березовка, скв. 5940, гл. 39 м; 62 — монцонит, Чоповичский массив, в 3,5 км юго-восточнее с. Недашек, скв. 2719, гл. 106,8 м (аналитик Б. Мирская); 63 — монцонит, Володарск-Волынский массив, с. Буки, левый берег р. Добрыньки [28]; 64 — габбро-норито-монцониты, Коростенский плутон (среднее из 8 анализов); 65 — габбро-норито-монцонит, Корсунь-Новомиргородский плутон (среднее из 7 анализов) [114]; 66 — монцонит, Салминский плутон (среднее из 4 анализов) [15]; 67 — монцонит, средний тип по Дэли.

Таблица 17

Числовые характеристики габбро-норито-монцонитов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	s	*a*	*c*	*b*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
57	59,2	10,7	3,3	26,8	22,1	54,4	23,6	67,9	3,8	6,1	—6,3	3,2
58	62,7	10,9	3,7	22,7	19,5	61,3	1,92	67,5	4,0	10,5	—0,1	2,9
59	63,1	10,6	4,1	22,2	17,1	63,0	19,9	65,3	3,2	10,1	0,9	2,5
60	62,7	10,3	4,8	22,2	15,7	57,2	27,1	64,9	3,4	6,9	0,0	2,1
61	63,1	10,5	4,0	22,4	16,6	57,2	26,2	67,1	3,3	5,5	1,2	2,6
62	63,6	11,6	3,0	21,8	18,6	61,8	19,6	63,1	2,3	7,6	1,0	3,8
63	65,2	10,4	2,6	21,8	25,7	51,4	22,9	64,9	3,4	9,9	7,0	4,0
64	62,2	10,6	3,7	23,5	19,8	58,7	21,5	64,9	3,6	7,0	—0,4	2,8
65	68,9	12,2	3,2	15,7	11,4	72,7	15,9	56,8	1,9	14,0	10,2	3,9
66	68,8	11,6	4,8	14,8	14,4	65,4	20,2	57,3	1,8	11,5	9,6	2,4
67	66,0	13,7	5,4	14,9	17,8	44,2	38,0	60,2	1,5	16,9	—0,8	2,5

* См. примечание к табл. 16.

УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Все разновидности ультрамафитовых пород встречаются только в габбро-анортозитовых массивах плутона и относятся к малораспространенным. Их размещение, несомненно, подчинено структуре этих массивов и приурочено, как правило, к оливиновым разновидностям габбро-норитов и лишь иногда к габбро-норито-анортозитам и анортозитам. Они известны на нескольких участках Володарск-Волынского и Чоповичского массивов. Среди основных пород Кривотинского и Федоровского массивов такие породы пока не встречены, что вовсе не является доказательством их отсутствия.

Соотношение горных пород в Коростенском плутоне и их петрогенетические особенности таковы, что позволяют с уверенностью предполагать наличие таких ультраосновных разновидностей во всех габбро-анортозитовых массивах.

Впервые полевошпатовые перидотиты были обнаружены и описаны Н. Т. Вадимовым в одном из обнажений левого берега р. Ирши северо-восточнее с. Рыжан. Впоследствии при поисках руд сульфидного никеля, титановых руд и при площадном геологическом картировании ультраосновные породы были обнаружены на других участках.

В настоящее время они известны на площади Володарск-Во-

Минеральный состав пери

Порода	Место взятия пробы		
		Оливин	Клинопироксен
Пироксенит темно-серый, почти черный, мелкозернистый	В 3 км северо-западнее Лезниковского карьера; скв. 228, гл. 36,8 м	23,1	19,7
Перидотит полевошпатовый, буровато-темно-серый, мелкозернистый	Паромовский участок; скв. 156, гл. 32,0 м	35,1	19,5
Перидотит полевошпатовый, буровато-темно-серый, мелкозернистый	Паромовский участок; скв. 87, гл. 22,6 м	31,4	17,2
Пироксенит буровато-темно-серый, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 43, гл. 23,4 м	10,3	37,4
Пироксенит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 200, гл. 25,0 м	20,8	35,4
Перидотит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 200, гл. 67,0 м	41,6	23,1
Пироксенит темно-серый, почти черный, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 200, гл. 79,6 м	25,9	37,7
Перидотит темно-серый, почти черный, мелкозернистый	с. Гацковка, р. Нижняя Иршица; скв. 28, гл. 115,0 м	43,5	19,5
Перидотит темно-серый, почти черный	Южная окраина с. Бучек; скв. 75, гл. 150,6 м	38,5	19,7
Перидотит темно-серый, почти черный, мелкозернистый	Меленевский участок; скв. 390, гл. 26,4 м	44,2	18,4

лынского массива в окресностях сел Рыжан, Паромовки, Хичева, Рудни-Гацковской, Стебниц, на правом берегу р. Ирши против с. Нового Бобрика, на правом берегу р. Тростяницы у с. Бучки и на некоторых других участках, а также на Меленевском участке Чоповичского массива, где были вскрыты поисковыми и картировочными скважинами.

Такие не совсем обычные ультрамафитовые породы слагают сравнительно небольшие полосы и линзы, залегающие согласно в оливиновых габбро-норитах и габбро-норито-анортозитах. По единичным и разрозненным буровым скважинам трудно судить о действительной протяженности этих тел; более достоверно можно определять их мощности в каждой отдельной скважине. Например, на Паромовском участке скв. 156 подсечено несколько полос ультраосновного состава, мощностью от нескольких сантиметров до 6 м, а в скв. 200, пробуренной за восточной окраиной с. Рыжан, полосы таких пород имели мощность от 1—2 до 15 и 35 м. Более мощное тело [45] размером 0,5 × 0,2 км было подсечено скв. 1863, пробуренной в окрестностях с. Хичева.

Контакты перидотитов и пироксенитов с вмещающими оливиновыми габбро-норитами не всегда достаточно четкие, нередко с постепенными переходами; более отчетливы контакты их с крупнозернистыми габбро-норито-анортозитами, что тем не менее не

Таблица 18

дотитов и пироксенитов, %

Минералы						
Орто-пироксен	Рудные	Плагио-клаз	Биотит	Калиевый полевой шпат	Акцессорные	Вторичные
15,4	19,6	12,8	3,4	—	5,5	0,5
—	15,6	18,2	1,3	—	4,7	5,6
—	13,2	14,5	1,2	1,3	5,8	15,4
2,1	18,0	12,2	1,6	3,1	0,8	14,5
—	17,9	14,5	1,2	5,8	3,7	0,7
1,4	8,8	11,6	4,6	6,7	1,0	1,2
—	18,8	7,4	3,1	3,4	3,7	—
8,3	18,4	4,9	1,0	—	1,4	3,0
17,2	6,8	6,5	4,4	—	0,5	6,4
10,3	20,4	1,5	0,4	—	4,5	0,3

Порода	Место взятия образца	*Ng*	*Nm*
Перидотит темно-серый, мелкозернистый	Паромовский участок; скв. 156, гл. 32,0 м	22 25	66 66
Перидотит буровато-темно-серый, мелкозернистый	Паромовский участок; скв. 87, гл. 22,6 м	29,5 19,5	64 71
Пироксенит темно-серый, мелкозернистый	Паромовский участок; скв. 380, гл. 48,5 м	25 25	63 64
Пироксенит темно-серый, мелкозернистый	В 3 км северо-западнее Лезниковского карьера; скв. 228, гл. 36,8 м	66 23 22 66	30 68 68 24
Пироксенит, буровато-темно-серый, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 43, гл. 23,4 м	25 20	68 69
Пироксенит темно-серый, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 200, гл. 79,6 м	34 20	56 70
Перидотит темно-серый, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 200, гл. 50,0 м	23 28	71 64,5
Пироксенит зеленовато-темно-серый, мелкозернистый	с. Рыжаны; скв. 200, гл. 25,0 м	18	73
Перидотит темно-серый, мелкозернистый	с. Гацковка, р. Нижняя Иршица; скв. 28, гл. 115,0 м	34 63	62 34
Перидотит темно-серый, мелкозернистый	Южная окраина с. Бучки, правый берег р. Тростяницы; скв. 75, гл. 150,6 м	23 24 10	68 66 80
Перидотит темно-серый, мелкозернистый	Меленевский участок; скв. 390, гл. 26,4 м	64 26	32,5 68,5

является доказательством их разновременного интрузивного становления.

Строение и состав полос и линз ультрамафитовых пород, как и разнообразие их разновидностей, обусловлены часто меняющимися по разрезу соотношениями слагающих минералов. Так, полевошпатовые перидотиты, содержащие пироксены, постепенно сменяются почти бесполевошпатовыми разновидностями, переходящими в полевошпатовые пироксениты и затем в пироксениты с оливином. Такая взаимосменяемость непременно должна наблюдаться и по простиранию ультраосновных обособлений. Ультрамафитовые породы представлены полевошпатовыми и пироксеновыми перидотитами и полевошпатовыми и оливиновыми пироксенитами, из которых первые чаще встречаются в оливиновых габбро-норитах, а вторые в габбро-норито-анортозитах.

Макроскопически описываемые породы отличаются от вмещающих основных пород темно-серой почти черной окраской и массивным, преимущественно мелкозернистым (до среднезернистого),

Таблица 19

из перидотитов и пироксенитов

Np	Двойниковая ось, плоскость спайности	Закон двойникования	2 *V*	% *An*
85	⊥ (010)	Альбитовый	—	42
87	⊥ (010)	»	—	44
80	⊥ (010)	»	—	52
88	⊥ (010)	»	—	40
84	⊥ (010)	»	—	46
84	⊥ (010)	»	—	45
74	⊥ (001)	—	—	46
88	⊥ (010)	Альбитовый	—	42
85	⊥ (010)	»	—	41
86	⊥ (001)	—	—	38
82	⊥ (010)	Альбитовый	—86	44
87	⊥ (010)	»	—	40
89	⊥ (010)	»	—	46
80	⊥ (010)	»	—88	40
88	⊥ (010)	»	—86	43
80,5	⊥ (010)	»	—80	50
89	⊥ (010)	»	—82	38
75	⊥ (010)	Альбитовый	+70	58
68	⊥ (001)	—	—	50
87	⊥ (010)	Альбитовый	—	42
87	∥ (010)	Периклиновый	—	40
89,5	⊥ (010)	Альбитовый	—	30
79	⊥ (001)	—	—	46
81	⊥ (010)	Альбитовый	—	49

сложением. Некоторые разновидности с несколько большим содержанием черных рудных минералов внешне напоминают титаномагнетитовую руду.

Структура в большинстве гипидиоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая (фото 23), а в местах обильного выделения титаномагнетита — сидеронитовая (фото 24).

Минеральный состав ультрамафитов плутона довольно однообразный. В качестве главных входят пироксены, оливин, рудные минералы, второстепенных — плагиоклазы, биотит, калиевый полевой шпат, апатит. Из вторичных отмечены серпентин, иддингсит, тремолит, хлорит, карбонаты. Количественные соотношения слагающих минералов показаны в табл. 18.

Пироксены представлены моноклинными и значительно реже ромбическими разновидностями, образуют зерна округлой и неправильной пластинчатой формы размером от 0,3—0,5 до 1,6—2 мм, иногда до 2,5—3 мм. В большинстве зерна клинопироксенов имеют слабый буроватый оттенок, не плеохроируют, видны отчет-

Компонент	68	69	70	71	72	73	74
SiO_2	26,60	26,96	28,69	34,10	37,70	29,84	28,88
TiO_2	8,77	10,75	7,44	3,50	6,46	7,23	7,06
Al_2O_3	0,33	3,65	2,21	10,95	6,81	4,15	3,33
Fe_2O_3	5,34	8,93	12,90	4,91	8,35	8,29	4,54
FeO	37,00	30,53	27,15	24,84	20,84	29,67	35,78
MnO	0,49	0,44	0,25	—	0,27	0,33	0,56
MgO	10,76	12,64	9,80	6,33	7,94	10,96	8,25
CaO	7,28	2,69	8,64	10,00	8,75	6,39	8,68
Na_2O	0,22	0,29	0,33	1,06	1,75	0,63	0,67
K_2O	0,07	0,28	0,14	0,75	0,36	0,27	0,10
P_2O_5	2,30	0,63	1,92	2,24	0,28	1,25	0,72
S	0,28	0,07	0,04	—	0,24	0,12	0,14
Cl	0,03	0,05	—	—	—	0,02	0,04
CO_2	0,21	1,13	—	—	—	0,23	0,11
H_2O^-	0,10	0,24	—	0,04	—	0,08	0,15
H_2O^+	0,48	1,05	0,29	1,34	0,21	0,62	0,80
$O_2 - S + Cl$	—0,14	—0,04	—0,02	—	—0,12	—0,06	—0,07
Сумма	100,12	100,29	99,78	100,06	99,84	100,02	99,74
$F_{общ}$	68,8	63,4	69,0	72,1	66,4	65,6	73,3
ρ, г/см³	3,923	3,764	—	—	—	—	3,880

Примечание: 68 — перидотит, Чоповичский массив, правый берег р. Ирши, с. Мелени, скв. гл. 52,9 м; 70 — то же, с. Хичев, скв. 1863, гл. 80 м [45]; 71 — габбро-перидотит, Володарск-Волынский дотит, Коростенский плутон (среднее из 6 анализов); 74 — пироксенит, Володарск-Волынский массив, 76 — то же (среднее из 3 анализов); 77 — перидотит, Городищенский массив, Корсунь-Новомиргород зов) [114]; 79 — перидотит, Пилтенско-Рижский плутон (среднее из 3 анализов) [37]; 80 — пироксенит, по Нокколдсу [319]; 83 — верлит, средний тип по Дэли.

ливые трещины отдельности по первому пинакоиду. Клинопироксены представлены в основном субкальциевым авгитом с углами 2 *V* от 48 до 55° и *cNg* от 32 до 46°. Ортопироксен представлен гиперстеном с углами 2 *V* от —48 до —52°, *cNg* = 0—3°. Пироксены содержат мелкую вкрапленность ильменита и магнетита, а также мелкие обломки кристалликов апатита. В отличие от габбро-норитов в ультрамафитовых породах редко можно встретить взаимное прорастание пироксенов; не наблюдались и тонкие каемки ромбического пироксена вокруг зерен оливина, по отношению к которому оба пироксена явно ксеноморфны.

Оливин отмечается почти по всех разновидностях пород данной группы, слагая до половины горной массы перидотитов; образует округлые и полигональные зерна со слабым розовато-желтоватым оттенком и шагреневой поверхностью, с характерными трещинами. В большинстве зерен оливин довольно свежий, лишь в некоторых слегка замещен серпентином и иддингситом. Размер зерен от 0,5—0,7 до 2—2,5 мм, в среднем около 1,5—2 мм. Для оливина характерны углы 2 *V* от —68 до —80°. По диаграмме У. Дира и др. [70] они соответствуют гиалосидериту-гортонолиту

Таблица 20

титов и пироксенитов, %

75	76	77	78	79	80	81	82	83
33,81	31,64	35,83	42,18	35,30	51,30	43,54	50,50	45,07
6,21	7,41	5,33	6,08	1,10	0,44	0,81	0,53	0,64
5,88	3,70	6,16	7,23	4,31	3,10	3,99	4,10	5,75
3,68	4,54	2,86	1,78	11,67	1,32	2,51	2,44	3,43
27,72	31,05	32,20	23,73	22,04	17,35	9,84	7,37	9,53
0,43	0,45	0,42	0,35	0,25	0,33	0,21	0,13	0,26
6,75	8,33	8,63	7,14	19,66	21,00	34,02	21,71	22,88
10,44	9,36	4,26	7,17	2,50	3,16	3,46	12,00	7,48
1,09	0,85	1,20	1,29	0,78	0,30	0,56	0,45	1,14
0,24	0,23	0,59	0,49	0,18	0,08	0,25	0,21	0,57
2,76	1,51	1,43	1,51	0,08	0,01	0,05	0,09	0,15
0,28	0,21	0,23	0,26	—	—	—	—	—
0,03	0,03	—	—	—	—	—	—	—
0,28	0,18	0,14	0,47	—	—	—	—	—
0,07	0,10	0,15	0,15	—	—	—	—	—
0,69	0,60	0,66	0,41	1,88	1,77	0,76	0,47	3,10
—0,14	—0,10	—0,11	—0,13	—	—	—	—	—
100,22	100,09	99,98	100,11	99,75	100,16	100,00	100,00	100,00
72,3	70,6	69,5	66,8	48,2	33,4	16,9	19,9	23,8
3,533	3,756	—	—	—	—	—	—	—

390, гл. 26,4 м; 69 — перидотит Володарск-Волынский массив, верховье р. Паромовки, скв. 380, массив, с. Рыжаны (анализ Н. Т. Вадимова); 72 — то же, с. Хичев, скв. 1863, гл. 89,5 м [45]; 73 — перис. Лезники, скв. 228, гл. 36,8 м; 75 — то же, в 2 км юго-восточнее с. Паромовки, скв. 235, гл. 17,1 м; ский плутон [114]; 78 — пироксенит, Корсунь-Новомиргородский плутон (среднее из 2 анали-Салминский плутон [15]; 81 — перидотит, средний тип, по Нокколдсу; 82 — пироксенит, средний тип

с 42—65% фаялитового компонента. Данные оливины сходны с оливинами габбро-норито-анортозитов и менее железистые, чем оливины габбро-норито-монцонитов.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, магнетитом, пиритом, иногда пирротином и халькопиритом; слагают обычно мелкую и относительно равномерно распределенную вкрапленность с размером зерен от самых мелких, почти точечных, до 1—1,5 мм. Количество рудных минералов меняется от 8 до 15%, иногда до 18—20%. Преобладает титаномагнетит, который вместе с ильменитом образует зерна и мелкие скопления неправильных форм в промежутках между нерудными темноцветными минералами.

Плагиоклазы встречаются во многих разновидностях ультраосновных пород, из которых лишь в габбро-перидотитах и габбро-пироксенитах их содержание достигает 12—15 и даже 20%; образуют зерна неправильной пластинчатой, округлой и лейстовидной формы размером от 0,5—1 до 2,5—3 мм; сдвойникованы преимущественно по альбитовому закону, представлены лабрадором (50—58% *An*) и андезином (49—38% *An*). Преобладают зерна, содержащие 45—52% *An* (табл. 19).

Биотит развивается в тесном парагенезисе с черными рудными минералами (титаномагнетитом и ильменитом), изредка с пироксенами и почти не образует самостоятельных зерен; слагает мелкие пластинчатые и неправильные по форме выделения или наблюдается в виде тонких полосок и ободков вокруг зерен титаномагнетита и ильменита, частично и даже полностью их замещая; размер выделений биотита изменяется от 0,3—0,5 до 1,2—1,5 мм, лишь некоторые достигают 2 мм. Большинство зерен отчетливо плеохроирует от темно-бурого и красновато-бурого по $Ng \simeq Nm$ до светло-бурого и соломенно-желтого по Np. По общей железистости данные биотиты близки к биотитам габбро-норитомонцонитов.

Калиевый полевой шпат встречается не во всех разновидностях, его содержание не превышает 5—6%; он образует очень мелкие (0,1—0,3 мм) ксеноморфные выделения в промежутках между темноцветными и рудными минералами, а также в плагиоклазах с начальной стадией их замещения калиевым полевым шпатом; кроме того, в плагиоклазе изредка наблюдаются его мелкие антипертитовые вростки.

Апатит — единственный акцессорный минерал, встречающийся почти во всех разновидностях ультраосновных пород; наблюдается в виде мелких шестоватых кристалликов и их обломков размером от десятых долей миллиметра до 1—1,2 и даже 1,5—1,8 мм; часто прорастают черные рудные минералы. Очень редко попадались единичные мелкие (0,2—0,8 мм) зерна циркона.

Химические анализы описанных пород, приведенные в табл. 20, выполнены аналитиком А. А. Стеценко в физико-химической лабо-

Таблица 21

Числовые характеристики перидотитов и пироксенитов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	s	a	c	b	c'	f'	m'	n	'	φ	Q	a/c
68	35,8	0,4	0,0	63,8	13,2	59,7	27,1	100,0	19,8	6,7	—29,2	0,0
69	38,9	0,9	1,4	58,8	3,0	61,5	35,5	57,1	23,0	12,7	—25,4	0,6
70	37,5	0,8	1,1	60,6	15,0	58,7	26,3	83,3	16,3	17,6	—27,7	0,8
71	43,7	3,6	5,8	46,9	14,6	61,5	23,9	68,0	7,2	9,1	—25,6	0,6
72	46,9	4,1	2,4	46,6	17,0	55,1	27,9	90,3	11,3	14,8	—16,8	1,7
73	38,7	1,6	1,9	57,8	9,7	59,3	31,0	83,3	15,3	11,7	—27,7	0,8
74	37,6	1,5	1,4	59,5	14,8	62,4	22,8	90,9	15,5	6,2	—29,2	1,0
75	43,6	2,6	2,7	51,1	19,4	58,3	22,3	89,5	12,2	6,1	—20,7	0,9
76	40,9	1,9	1,4	55,8	17,3	58,4	24,3	86,7	15,0	6,1	—23,4	1,3
77	44,5	3,2	2,4	49,9	5,4	65,8	28,8	79,2	9,9	4,6	—19,8	1,3
78	52,2	3,4	3,1	41,3	13,3	58,0	28,7	80,4	9,7	3,6	—5,5	1,0
79	37,2	1,8	1,7	59,3	1,8	47,4	50,8	89,6	2,3	15,2	—30,9	1,0
80	50,3	0,7	1,4	47,6	3,9	32,1	64,0	83,3	0,6	1,9	—2,2	0,5
81	40,1	1,2	0,9	57,8	4,1	16,2	79,7	81,8	1,4	3,0	—23,1	1,3
82	48,5	1,0	1,3	49,2	21,8	15,6	62,6	77,7	0,7	3,4	—6,3	0,7
83	45,1	2,7	2,0	50,2	11,8	21,0	67,2	78,3	1,0	5,0	—17,2	1,3

См. примечание к табл. 20.

ратории ИГФМ АН УССР, а также заимствованы из работ других авторов. По данным этих анализов вычислены числовые характеристики ультрамафитовых пород (табл. 21).

По своим химическим особенностям описанные породы существенно отличаются от типичных ультраосновных бесполевошпатовых пород, что отражает особые геологические условия их формирования.

ГРАНИТЫ

ОБЩИЕ ДАННЫЕ

Граниты в Коростенском плутоне, как было отмечено, распространены на огромной (более 7000 км^2) площади и представлены многими разновидностями, отличающимися текстурно-структурными особенностями, минеральным и химическим составом, относительным возрастом и происхождением.

Различия эти (особенно в гранитах краевых частей плутона) подчас настолько значительны, что по таким гранитам довольно затруднительно оконтурить плутон в плоскости современного эрозионного среза. Для этого сначала необходимо доказать принадлежность их к Коростенскому плутону, а не к другому более древнему комплексу, породы которого залегают в раме плутона.

В данном разделе рассматриваются только те граниты, которые распространены в плутоне и с которыми пространственно и генетически связаны промышленные месторождения важных видов полезных ископаемых. Описание приведено в стратиграфической последовательности — от более древних к относительно молодым.

ГРАНИТЫ БИОТИТОВЫЕ КИШИНО-ЖУБРОВИЧСКОГО МАССИВА

Кишино-Жубровичский массив расположен на северо-западной окраине Коростенского плутона, где занимает площадь примерно в 350 км^2. С трех сторон массив контактирует с гнейсами, мигматитами и гранитами древней рамы плутона и лишь на востоке граничит с другими его гранитами.

Преобладают в массиве довольно своеобразные биотитовые безовоидные граниты, внешне не похожие на другие разновидности гранитов плутона, и это несходство как бы подкрепляется обособленностью массива. Ниже показано, почему граниты этого массива отнесены к Коростенскому плутону, а не к осницкому комплексу, залегающему вблизи его западной окраины.

Плохая обнаженность не позволила более обстоятельно изучить геологическую структуру массива, исследовать зоны контактов с вмещающими породами древней рамы и с прилегающими гранитами плутона.

Обнажения биотитовых безовоидных гранитов можно наблюдать в с. Кишине, у с. Жубровичей и на других участках массива.

Во многом сходные и, по-видимому, однотипные граниты вскрыты кустарной каменоломней у юго-западной окраины с. Степановки. Возможно, граниты у с. Степановки (Емельчинский район) слагают отдельный небольшой массив, а может являются ответвлением Кишино-Жубровичского массива.

Граниты Кишино-Жубровичского массива обнажаются в виде разобщенных и сравнительно небольших (5 м² и меньше) глыб, слабо возвышающихся над земной поверхностью, нередко покрытых тонкой коркой «загара» и поросших мхом и лишайником. Обычно выходы гранитов образуют небольшие возвышения (бугорки) среди пониженной и нередко заболоченной местности. В 0,5 км восточнее ст. Жубровичи в гранитах этого массива была пробурена в 1958 г. скв. 39 (Житомирская геологическая экспедиция). Под маломощным (метровым) осадочным покровом скважина вскрыла каолинизированную дресву биотитовых безовоидных гранитов, которая на глубине 4,5 м сменилась плотными гранитами, пробуренными до 93,7 м.

Граниты в керне красно-розовые, а с 60 м — мясо-красные массивные, изменяются от средне- до крупнозернистых, на отдельных участках слегка порфировидные с пепельно-серым и светло-серым нередко идиоморфным кварцем, малослюдистые с небольшим (не более 4—5%) содержанием биотита. По окраске калиевых полевых шпатов и по содержанию биотита граниты в скв. 39 несколько напоминают граниты Лезниковского массива, отличаясь от последних целым рядом признаков и прежде всего наличием преобладающего серого кварца, не характерного для лезниковских гранитов, как и для гранитов Коростенского плутона.

В обнажениях на поверхности уплощенных плит и торчащих глыб гранит более выветрелый, бледно-розовый (нередко с буроватым оттенком) с обильными выделениями светло-серого (иногда даже со слабым сиренево-голубоватым оттенком) и серого кварца, редко встречаются порфировидные выделения калиевых полевых шпатов. Из-за малых размеров и не вполне отчетливых очертаний эти выделения слабо заметны в общей средне-крупнозернистой массе гранита. В обычном штуфе гранита можно встретить не более двух-трех таких выделений; обычно они округлые, изредка прямоугольно-таблитчатые. Очень редко единичные выделения калиевых полевых шпатов окаймлены тонкими (0,5 мм и тоньше) прерывистыми плагиоклазовыми оболочками. Наличие таких единичных и спорадически встречающихся выделений калиевых полевых шпатов с плагиоклазовыми оболочками не может служить достаточным основанием, чтобы называть эти граниты рапакивиподобными.

В биотитовых безовоидных гранитах некоторых обнажений изредка встречаются мелкие ксенолиты более древних пород, иногда граниты рассечены тонкими (5—50 см) жилами розового мелкозернистого аплита.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с более совершенным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению с калинатро-

вым полевым шпатам и кварцу; размер зерен минералов изменяется в пределах 0,5—5 мм при среднем 2—3 мм (фото 25).

Минеральный состав гранитов: щелочные полевые шпаты, плагиоклазы, кварц, биотит, ильменит, магнетит, иногда пирит, флюорит, циркон, иногда апатит и сфен, вторичные минералы. Количественные соотношения слагающих минералов в граните выведены на основании подсчетов в шлифах более свежих образцов из скв. 39 (среднее из трех подсчетов) (в %); калиевый полевой шпат — 43,4, плагиоклаз — 26,3, кварц — 25,9, биотит — 3,4, акцессории — 0,5, рудные — 0,2, вторичные — 0,3.

Калинатровые полевые шпаты слагают едва ли не половину гранитной массы, представлены пертитовым микроклином (решетчатым и нерешетчатым) и, по-видимому, преобладающим ортоклаз-пертитом (табл. 22); все они образуют зерна неправильной

Таблица 22

Характеристика калиевых полевых шпатов из гранитов

Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2 *V*	Минерал
Северная окраина с. Кишина	82	14	76	⊥ (001)	—	Микроклин решетчатый
То же	84	6	87	⊥ (001)	—	Ортоклаз
Западная окраина с. Кишина	87	10	78	⊥ (001)	—	»
Северо-восточная окраина с. Кишина	89	8	81	⊥ (001)	—68	»
То же	86	6	83	⊥ (001)	—88	»
В 3 км юго-восточнее с. Кишина	82	9	86	⊥ (001)	—	Микроклин нерешетчатый
То же	87	13	86	⊥ (001)	—82	Ортоклаз
Каменоломня у дороги Жубровичи — Радовель	87	7	84	⊥ (001)	—68	»
Скв. 39, гл. 13,3 м	84	14	76	⊥ (001)	—62	Микроклин
Скв. 39, гл. 17,0 м	78	14	84	⊥ (001)	—	Микроклин решетчатый
Скв. 39, гл. 59,8 м	83	7	82	⊥ (001)	—65	Ортоклаз
То же	82	10	82	⊥ (001)	—66	Микроклин

и округлой формы размером от 0,7—0,8 до 4,5—5 мм. Почти все зерна пелитизированы и загрязнены мелкими серовато-буроватыми частицами. На некоторых зернах с микроклиновой решеткой видны и простые двойники, свойственные, как полагают некоторые исследователи, более высокотемпературным разностям. Большинство пертитовых выделений в щелочных полевых шпатах имеет форму лент, иногда разрастающихся в веретеновидные волокна и даже в отдельные неправильной формы мелкие зерна и участки альбита.

Плагиоклазы образуют самостоятельные таблитчатые и изометричные зерна размером 1—2,5 мм с довольно отчетливой тонкой полисинтетической штриховкой, а также встречаются в виде

каемочного и шахматного альбита в калинатровых полевых шпатах. Очень редко наблюдались слабо зональные зерна плагиоклаза (размером 0,8—1,2 мм) с наружной альбитовой зоной и внутренним более основным ядром, обычно испещренным тонкими серицитовыми чешуйками, среди которых иногда встречаются мелкие выделения эпидотовых минералов. Плагиоклаз самостоятельных зерен представлен олигоклазом и альбитом, иногда, в редко встречающихся зональных зернах, кислым андезином (табл. 23).

Таблица 23

Характеристика плагиоклазов из гранитов

Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Двойниковая ось, плоскость спайности	Закон двойникования	2 *V*	% *An*
Северо-восточная окраина с. Кишина	17	73	88	⊥ (010)	Альбитовый	—	3
Каменоломня у дороги Жубровичи — Радовель	13	77	88	⊥ (010)	»	+88	8
Скв. 39, гл. 17,0 м	10	80	84	⊥ (010)	»	—	12
Скв. 39, гл. 59,8 м	4	86	90	⊥ (010)	»	—	15
То же	13	79,5	88	⊥ (010)	»	—	33(ядро)
» »	15	75	88	⊥ (010)	»	+88	8
» »	14	76	90	⊥ (010)	»	—86	8
Северная окраина с. Кишина	80	17	77	⊥ (001)	—	—	9

В некоторых шлифах количество плагиоклаза увеличивается до 30—35%, при этом на долю каемочного и шахматного альбита приходилось 12—15%. Плагиоклаз самостоятельных зерен всегда более идиоморфен по отношению к щелочным полевым шпатам и кварцу.

Кварц образует ксеноморфные зерна размером от 0,5—0,7 до 3 мм с нормальным и волнистым, иногда агрегатным погасанием; изредка на границе зерен с резко выраженным облачным погасанием отмечается их перекристаллизация с образованием тонких полосок и каемок грануляции. Кварц нередко содержит многочисленные пузырьки (газов и жидкости), расположенные в виде отдельных цепочечных обрывков либо сгруппированные в центре зерен. Изредка наблюдается замещение кварца альбитизированным калиевым полевым шпатом.

Биотит — единственный темноцветный минерал лейкократовых гранитов, в которых образует мелкие чешуйки и продолговатые пластинки; размер их не превышает 0,8—1 мм, иногда 1,5—2 мм в длину. Биотит нередко хлоритизирован, некоторые зерна полностью замещены хлоритом. Плеохроизм биотита изменяется от буровато-зеленого и зеленовато-бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. Показатель преломления (n_m) биотита изменяется от 1,668 для бурой до 1,676 (±0,003) для буровато-зеленой разновидности. Общая железистость биотита, определенная по диа-

грамме В. С. Соболева [237], составляет примерно 72—76% и, как показано ниже, не совпадает с железистостью, вычисленной по данным химического анализа (см. табл. 27). В ассоциации с биотитом встречаются флюорит, циркон и рудные минералы.

Флюорит наблюдался далеко не во всех шлифах, чаще в граните окрестностей с. Жубровичей и особенно в граните из скв. 39, в котором образует довольно крупные (до 1—1,2 мм) округлые и продолговатые зерна с отчетливыми трещинами октаэдрической спайности; в местах соприкосновения с биотитом иногда окрашен в сиренево-фиолетовый цвет. Циркон встречается в виде мелких кристалликов в биотите, кварце, иногда в плагиоклазе размером 0,05—0,2 мм; отдельные зерна имеют зональное строение, некоторые изотропизированы; по-видимому, соответствует малакону. Еще реже встречаются мелкие шестоватые и клиновидные кристаллы сфена и апатита.

Вторичные минералы (хлорит, серицит, цоизит, пелитоморфное вещество) развиваются по биотиту и полевым шпатам в виде мелких чешуек и выделений в небольших количествах.

Химические анализы гранитов Кишино-Жубровичского массива приведены в табл. 24, в которую для сравнения внесены и химические анализы близко залегающих гранитов с. Осницка и кировоградско-житомирского комплекса.

Таблица 24

Химический состав гранитов, %

Компонент	84	85	86	87	88	89	90	91
SiO_2	73,56	75,20	75,14	76,11	75,00	72,97	71,29	70,10
TiO_2	0,48	0,10	0,12	0,24	0,23	0,30	0,35	0,39
Al_2O_3	12,19	12,88	12,43	12,67	12,54	13,60	14,43	13,89
Fe_2O_3	2,47	1,07	0,89	1,36	1,45	0,97	0,31	1,32
FeO	0,65	0,65	1,03	0,22	0,64	0,58	2,01	2,23
MnO	0,11	0,06	0,03	0,07	0,07	—	0,03	0,07
MgO	0,50	0,28	0,36	0,33	0,37	0,46	0,99	0,92
CaO	0,97	1,24	1,04	0,29	0,89	1,29	1,75	1,90
BaO	0,04	—	—	—	0,02	—	0,08	0,05
Na_2O	3,58	3,48	3,74	3,44	3,56	3,91	3,44	3,58
K_2O	4,63	4,25	4,72	4,18	4,44	5,18	4,59	4,68
P_2O_5	0,14	0,08	0,08	0,05	0,09	0,08	0,10	0,23
S	0,02	0,05	0,05	—	0,03	—	0,03	0,06
F	0,08	0,11	0,10	0,15	0,11	—	0,08	0,05
H_2O^-	0,09	0,07	0,11	0,19	0,11	0,15	0,02	0,14
H_2O^+	0,69	0,67	0,43	0,34	0,53	0,60	0,63	0,71
$O_2 - F + S$	—0,04	—0,07	—0,06	—0,06	—0,06	—	—0,04	—0,05
Сумма	100,16	100,12	100,21	99,58	100,02	100,09	100,09	100,27
$F_{общ}$	76,9	77,7	75,0	71,4	77,1	64,5	57,1	68,5
ρ, г/см³	2,638	2,635	2,646	—	2,640	—	2,674	2,665

Примечание. *Гранит биотитовый*: 84 — с. Кишин (аналитик А. Стеценко); 85 — с. Жубровичи, кустарная каменоломня (аналитик А. Стеценко); 86 — скв. 39, гл. 93,6 м (аналитик А. Стеценко); 87 — с. Кишин [71]; 88 — среднее из 4 анализов (№ 84—87); 89 — с. Осницк [321]; 90 — мелкозернистый, урочище Соколова Гора, г. Житомир (аналитик А. Стеценко); 91 — порфировидный, с. Бехи (аналитик А. Стеценко).

Числовые характеристики гранитов, вычисленные по приведенным анализам, сведены в табл. 25.

Таблица 25

Числовые характеристики гранитов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	*s*	*a*	*c*	*b*	*a'*	*c'*	*'*	*m'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
84	81,4	14,0	0,9	3,7	—	7,2	71,4	21,4	53,8	0,5	53,6	33,9	15,5
85	82,9	13,2	1,4	2,5	27,0	—	56,8	16,2	55,0	0,1	32,4	38,0	9,4
86	82,2	14,5	0,8	2,5	—	15,8	63,2	21,0	54,5	0,1	26,3	34,6	18,1
87	82,4	12,9	0,3	4,4	58,8	—	29,4	11,8	55,6	0,2	23,5	38,7	43,0
88	82,5	13,7	1,0	2,8	18,6	—	62,8	18,6	54,8	0,2	41,8	36,6	13,7
89	80,9	15,5	1,1	2,5	—	18,4	52,6	29,0	53,8	0,3	31,6	29,7	13,7
90	79,5	13,8	2,1	4,6	20,0	—	45,7	34,3	53,4	0,3	5,7	29,3	6,5
91	78,7	14,2	2,2	4,9	—	5,4	64,9	29,7	53,4	0,3	21,6	26,8	6,4

* См. примечание к табл. 24.

Сопоставление химических анализов гранитов не дает возможности выявить какие-либо типовые особенности в их химическом составе, по которым можно было бы устанавливать достоверную принадлежность этих гранитов к определенным комплексам. Например, между химическими составами гранитов Кишино-Жубровичского массива и гранитов с. Осницка или с. Степановки на р. Жереве (ан. 133) можно отметить лишь незначительные различия в количественном содержании оксидов железа и магния. Не намного отчетливее это различие выражено и в числовых характеристиках, по которым скорее можно судить о качестве анализа, нежели устанавливать типовое различие химических особенностей гранитов разных комплексов.

Более определенные данные получаются при сравнении биотитов этих гранитов (табл. 26).

Как видно из табл. 26, биотит из гранита северной окраины с. Кишина характеризуется высоким содержанием железа и сравнительно малым магния. По железистости биотит из кишинского гранита сходен с биотитом из рапакивиподобного гранита с. Степановки.

От более древних гранитов сел Осницка, Крошни и Бехи биотит из кишинского гранита отличается повышенным содержанием двухвалентного железа и значительно меньшим — магния, что особенно характерно.

По железистости биотита, вычисленной по химическому составу, гранит северной окраины с. Кишина должен быть причислен к гранитам Коростенского плутона, а не к гранитам осницкого комплекса, куда склонны были до последнего времени относить его некоторые геологи Житомирской геологической экспедиции.

В табл. 27 приведены показатели преломления и железистость биотитов из сравниваемых шести разновидностей гранитов (табл. 26). По данным этой таблицы железистость биотитов, вы-

Таблица 26

Химический состав биотитов из биотитовых гранитов, %

Компонент	92	93	94	95	96	97
SiO_2	34,50	34,08	34,97	37,27	35,20	36,02
TiO_2	2,52	2,61	1,44	2,22	1,51	2,60
Al_2O_3	14,75	13,68	15,88	14,15	17,44	13,36
Fe_2O_3	5,08	3,51	7,60	2,66	3,74	4,98
FeO	25,58	28,65	17,35	18,44	19,83	19,25
MnO	0,65	0,17	0,76	1,03	0,27	0,59
MgO	3,59	3,55	8,65	7,66	8,16	10,06
CaO	0,50	1,02	0,45	0,79	0,91	0,47
Na_2O	0,82	0,75	0,31	1,00	0,75	0,40
K_2O	8,49	8,19	8,79	8,23	8,30	9,18
Li_2O	—	0,08	Следы	0,04	Следы	—
P_2O_5	—	—	—	0,28	—	—
F	0,30	0,35	0,40	1,54	0,60	0,56
H_2O^-	0,06	0,12	0,20	0,47	0,28	0,04
H_2O^+	3,52	3,58	3,61	4,60	3,58	2,71
O — F	—0,13	—0,15	—0,17	—0,65	—0,25	—0,23
Сумма	100,23	100,19	100,24	99,73	100,32	99,99
$F_{общ}$	82,8	83,5	61,9	61,4	61,6	57,3
ρ, г/см³	3,185	3,246	3,125	—	3,118	3,157

Примечание: 92 — гранит, северная окраина с. Кишина (аналитик Б. Мирская); 93 — амфибол-биотитовый рапакивиподобный гранит, правый берег р. Жерева, с. Степановка (аналитик Б. Мирская); 94 — биотитовый гранит, с. Осницк (аналитик Б. Мирская); 95 — то же [321]; 96 — мелкозернистый гранит, северная окраина г. Житомира, Крошнянский карьер (аналитик Б. Мирская); 97 — порфировидный гранит, восточная окраина с. Бехи (аналитик Б. Мирская).

Таблица 27

Характеристика биотитов из биотитовых гранитов

Характеристика	Номер анализа *					
	92	93	94	95	96	97
Цвет	Бурый	Зеленовато-бурый	Бурый	—	Бурый	Бурый
$n_g \cong n_m$	1,676	1,682	1,643	—	1,653	1,654
Железистость по показателю преломления	76	81	48	—	57	57
Железистость по химическому составу	82,8	85,5	61,9	61,4	61,6	57,3

* См. примечание к табл. 26.

численная по их химическому составу, как правило, больше железистости, определенной по показателям преломления.

Таким образом, проведенное описание гранитов Кишино-Жубровичского массива характеризует их как своеобразную разновидность гранитов Коростенского плутона. Граниты этого массива существенно отличаются от рапакиви и рапакивиподобных гранитов плутона отсутствием микропегматитовых и питерлитовых

структур, наличием серого и светло-серого кварца и некоторыми другими особенностями. Несмотря на эти отличия и близкое залегание гранитов осницкого комплекса (с очень характерным кварцем), граниты Кишино-Жубровичского массива на основании изложенных данных отнесены к Коростенскому плутону.

Некоторые геологи, например Ю. Е. Добрянский [71], А. Н. Козловская (при редактировании геологической карты Олевского района), а до них автор и раньше правильно, но лишь интуитивно, относили граниты этого массива к коростенскому комплексу Волыни.

ГРАНИТЫ ГРУППЫ РАПАКИВИ

Рапакиви

В подгруппу рапакиви отнесены граниты порфировидного сложения, в которых большинство порфировидных, преимущественно овоидных, выделений щелочных полевых шпатов окружены плагиоклазовыми оболочками и размещены в среднезернистой основной (межовоидной) массе.

Кроме юго-восточной части плутона, где рапакиви были давно известны и описаны [161, 192, 28, 236], они обнаружены и в других его частях, например в районе западного контакта Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива. В этом районе, как указывалось в разделе о геологическом строении плутона, наметилась некоторая закономерность в размещении отдельных разновидностей рапакиви. Подобная закономерность, несомненно, существует вблизи Федоровского и других габбро-анортозитовых массивов, где ее пока не удалось установить из-за плохой обнаженности.

Граниты группы рапакиви в Коростенском плутоне слабо обнажены. Естественные выходы их на дневную поверхность можно встретить на склонах речных долин, иногда в порожистых частях русел некоторых речек. Реже обнажения гранитов наблюдаются на водораздельных пространствах в виде отдельных округлых или плитообразных глыб значительных размеров. Слабая обнаженность гранитов этой группы в какой-то мере компенсируется значительным количеством заложенных в них карьеров. Геолого-петрографические наблюдения результативнее вести в тех действующих каменоломнях, где добывают декоративно-облицовочный камень. В карьерах, поставляющих бутовый камень для выработки щебенки, стенки часто загрязнены и завалены, а взаимоотношения между разновидностями горных пород нарушены взрывными работами.

Граниты рапакиви слабо обнажены в окрестностях сел Злобичей, Щорсовки, Гамарни, Рышавки, Михайловки, Ставков, Зубринки, Солодырей и в других местах, где они не образуют сколько-нибудь значительных массивов, а слагают сравнительно небольшие участки среди преобладающих рапакивиподобных гра-

нитов, с которыми связаны взаимными переходами. Такое представление о «массивах» рапакиви в полной мере относится к Малинскому массиву, в котором преобладают не рапакиви, а рапакивиподобные граниты.

Граниты группы рапакиви с поверхности обычно выветрелые и окрашены в буровато-красные, розово-сероватые и светло-бурые, серовато-мясо-красные цвета. На глубине они более массивны, зеленовато-розово-серые и зеленовато-темно-серые. На одних участках более свежие зеленовато-темно-серые граниты залегают у дневной поверхности, на глубине 2—3 м, а на других, особенно в пределах главного пегматитового поля, они как бы сохраняют буровато-розовые и серовато-светло-бурые окраски на несколько десятков и даже на сотни метров в глубину. Такая неравномерная по площади и глубине окраска гранитов обусловлена не столько поверхностным выветриванием, сколько воздействием на них глубинных эманаций, проникавших по субмикроскопическим трещинам. Среди зеленовато-темно-серых рапакиви встречаются густоокрашенные, почти черные, разновидности, к которым необходимо внимательнее присматриваться, чтобы ошибочно не принять их за среднезернистые основные (монцонитовые) породы краевых частей габбро-анортозитовых массивов, на контакте с которыми залегают такие мелкоовоидные рапакиви.

Рапакиви в плутоне представлены несколькими разновидностями, различными по своей окраске, размерам овоидных выделений полевых шпатов (мелко- и среднеовоидные, иногда крупноовоидные), наличию темноцветных минералов (оливинсодержащие роговообманковые, пироксенсодержащие амфиболовые, биотит-амфиболовые и др.), структуре межовоидной массы и другим особенностям.

Рапакиви Коростенского плутона, как отмечали В. С. Соболев [236] и еще раньше В. И. Лучицкий [161], по сравнению с рапакиви Корсунь-Новомиргородского и особенно Выборгского плутонов менее типичны, потому что среди них преобладают мелкоовоидные разновидности (фото 26) с размерами овоидов не более 1,8—1,5 × 1,0 см, а овоидные выделения не отличаются таким совершенством форм и внутреннего строения, как в выборгитах. В среднеовоидных рапакиви, слагающих относительно небольшие участки, изредка встречаются единичные овоиды значительных размеров, однако они не изменяют характерного для рапакиви Коростенского плутона мелкоовоидного сложения.

Структуру рапакиви Коростенского плутона и строение отдельных овоидов лучше наблюдать на поверхности слегка выветрелых гранитов. Особенно это относится к мелкоовоидным рапакиви, в свежих образцах которых трудно выявлять детали строения отдельных овоидов, слабо выделяющихся в межовоидной массе.

Порфировидные выделения полевых шпатов многих разновидностей рапакиви погружены в межовоидную массу, не соприкасаясь друг с другом. Межовоидной массы в них обычно меньше половины, а на некоторых участках значительно больше, чем

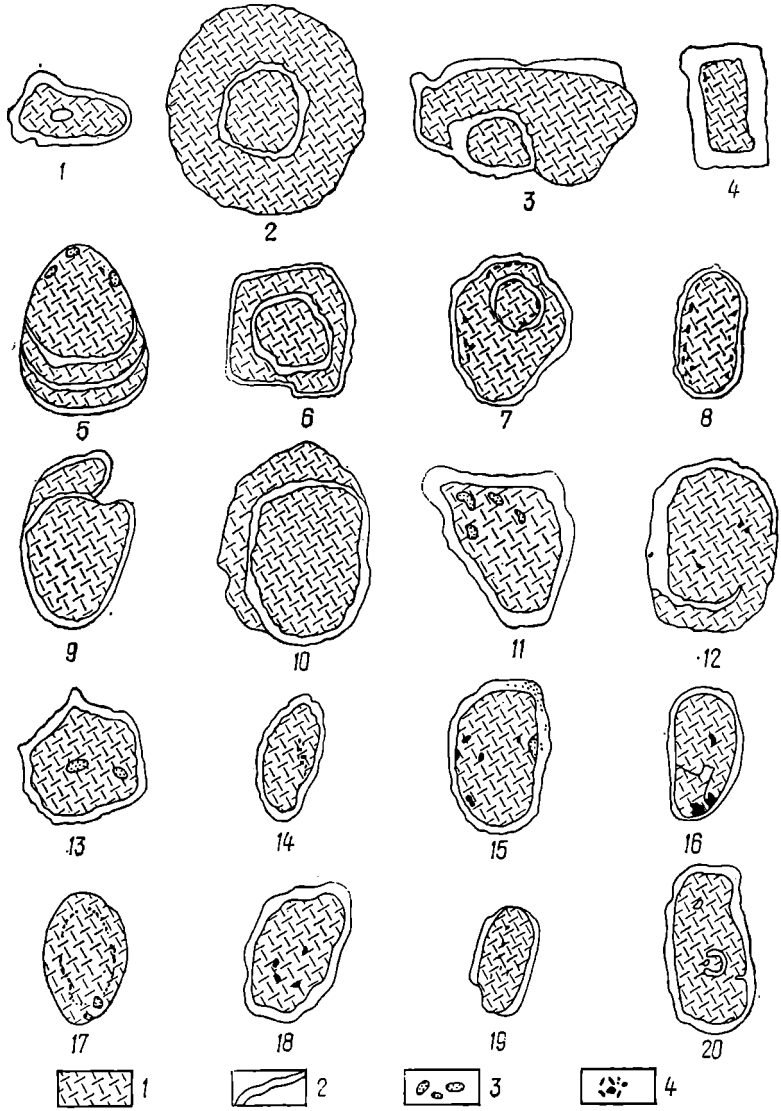


Рис. 7. Овоиды калиевого полевого шпата из рапакиви Коростенского плутона:

1 — калиевый полевой шпат; *2* — плагиоклаз; *3* — кварц; *4* — роговая обманка, биотит

овоидов. Например, в рапакиви юго-восточной окраины с. Злобычей овоиды слагают менее одной трети горной массы гранита. В рапакиви Городищенского карьера и в мелкоовоидных разновидностях овоиды слагают в среднем от 45% до половины горной массы гранита. Овоиды распределены не всегда равномерно. Нередко в мел-

коовоидном рапакиви встречаются совершенно безовоидные, подобно большим ксенолитам, участки мелкозернистого рапакивиподобного гранита, аналогичного описанному М. И. Ожеговой [192] из гранитного карьера западной окраины г. Малина.

Большинство овоидов в рапакиви плутона имеет сложное строение и отличаются разнообразием форм (рис. 7). Обычно крупные выделения полевых шпатов встречаются в виде округленных зерен, иногда совершенных овоидов, некоторые сохраняют идиоморфные очертания четырех- и шестиугольников с округленными углами. Единичные овоиды имеют полизональное строение с одной, двумя и даже тремя плагиоклазовыми оболочками, разделяющими ядра овоидов в одних случаях на почти равные части (рис. 7, зерно *2* — Городищенский карьер, северо-западнее с. Потиевки; зерно *6* — Островский карьер, юго-западнее с. Зубринки), а в других — на неравные, асимметричные (зерна: *3* — Городищенский карьер, *5* и *7* — Островский карьер, *9* — с. Гамарня, левый берег р. Жерева, ниже с. Лугин). Многие овоиды щелочных полевых шпатов прорастают мелкими идиоморфными выделениями темно-серого, почти черного, кварца (зерна: *11* — с. Гамарня, *13* — с. Солодыри, *15* и *17* — с. Украинка) и более мелкими, нередко почти точечными, выделениями роговой обманки и биотита (зерна: *4, 7* и *8* — Островский карьер, *12* — с. Гамарня, *14* — с. Солодыри, *15* и *16* — с. Украинка, *18* — с. Михайловка, *19* — р. Тростяница, ниже с. Гуты-Потиевки). Иногда выделения темноцветных минералов расположены вблизи плагиоклазовой оболочки в виде прерывистых цепочек, как бы повторяющих ее контур. На рис. 7 (зерно *17*) схематически изображен овоид калиевого полевого шпата с мелкими выделениями роговой обманки и биотита в виде такой цепочки, ограничившей краевую часть овоида, подобно оболочке. В ядрах некоторых овоидов можно встретить реликтовые зерна неполностью замещенного плагиоклаза, слагавшего все ядро овоида (рис. 7, зерно *1* — Городищенский карьер); при дальнейшем замещении из таких реликтовых зерен плагиоклаза иногда могут образовываться тонкие плагиоклазовые оболочки (рис. 7, зерно *20* — с. Михайловка) внутри овоида.

Ядра овоидов сложены щелочными полевыми шпатами с неоднородным микропертитовым жилковато-пятнистым строением. Щелочной полевой шпат овоидов нередко состоит из нескольких зерен, даже макроскопически заметных, находящихся иногда в двойниковом срастании. Калиевые полевые шпаты овоидов рапакиви представлены ортоклазом и микроклином (см. табл. 29). В некоторых овоидах удалось наблюдать переход ортоклаза в микроклин, что было впервые отмечено в корсунском рапакиви Б. А. Поповым [220], а затем А. Н. Заварицким [79] в рапакиви Бердяушского плутона.

Большинство овоидов калиевых полевых шпатов окаймлено сплошными или прерывистыми оболочками бледно-зеленого олигоклаза, наряду с которыми изредка встречаются овоиды без оболочек; среди последних попадаются овоиды с правильными кри-

сталлографическими очертаниями. Ширина плагиоклазовых оболочек изменяется от долей миллиметра (почти нитевидные) до 3—4 мм, достигая в исключительных случаях 5—6 мм.

Плагиоклазовые оболочки многих овоидов образовались в результате сложного многостадийного замещения калинатровым полевым шпатом первоначальных порфировидных выделений плагиоклаза. Иногда удавалось проследить этот процесс от начальных стадий до полного замещения плагиоклаза микроовоида щелочным полевым шпатом (рис. 8, фото 27). Замещение в этих микроовоидах, начавшись где-то с их середины, постепенно расширилось к краевым частям, оставив плагиоклазовые оболочки. На фото 28 показан микроовоид плагиоклаза (32% *An*), замещенного с периферии калиевым полевым шпатом с многочисленными врастками кварца. В микроовоиде с зональным плагиоклазом (фото 29) средняя часть сложена андезином (39% *An*), к краевым частям постепенно переходящим в олигоклаз (27% *An*). Овоид плагиоклаза окаймлен калинатровым полевым шпатом, проросшим по краям мелкими пойкило-пегматитовыми врастками кварца. Плагиоклазы таких микроовоидов, безусловно, реликтовые в граните рапакиви.

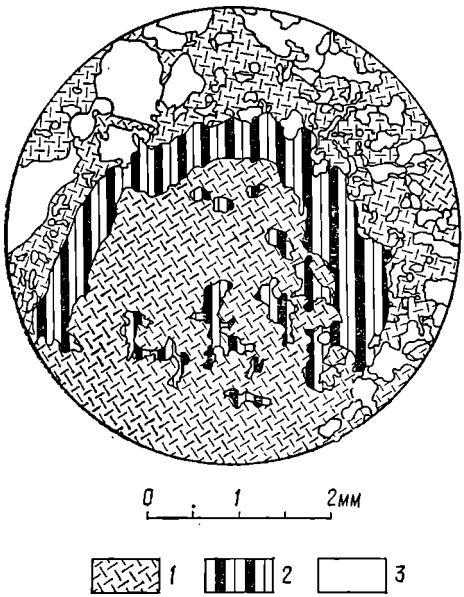


Рис. 8. Микроовоид калиевого полевого шпата с плагиоклазовой оболочкой в рапакиви (скв. 416, гл. 20,6 м; в 0,8 км северо-западнее с. Гуты-Потиевки):
1 — калиевый полевой шпат; *2* — плагиоклаз; *3* — кварц

Подобные замещения можно наблюдать не только в гранитах главного пегматитового поля (западный контакт Володарск-Волынского массива), где они наиболее отчетливо выражены, но и на других участках развития рапакиви и рапакивиподобных гранитов. В формировании гранитов процессы замещения играли очень важную, а на отдельных стадиях первостепенную роль.

В рапакиви отмечаются не только реликтовые зерна плагиоклазов, оливина и пироксенов — минералов, характерных для основных пород плутона, но и остатки унаследованных структур. Структура межовоидной массы гранитов рапакиви гипидиоморфнозернистая с участками мелкопорфировидной и микропегматитовой; в мелкоовоидных зеленовато-темно-серых рапакиви изредка можно наблюдать остатки субофитовой структуры (фото 30).

Разнообразие описываемых гранитов обусловлено не только

различиями текстурно-структурных особенностей, но и разными количественными соотношениями одних и тех же минералов, из которых многие представлены несколькими генерациями.

В состав гранитов рапакиви входят щелочные полевые шпаты, кварц, плагиоклазы, амфиболы, биотит, иногда оливин и пироксены, рудные минералы, циркон, флюорит, апатит, очень редко ортит, еще реже касситерит, вторичные — иддингсит, карбонаты, серпентин, магнетит, гидрослюды, хлорит, серицит, пелитоморфное вещество. Количественные соотношения слагающих минералов в мелко- и среднеовоидном рапакиви приведены в табл. 28.

Калинатровые полевые шпаты в рапакиви плутона преобладают над всеми минералами, а в некоторых разновидностях слагают более половины горной массы гранита. Большая их часть сосредоточена в овоидных выделениях, меньшая — в межовоидной массе. В этой массе они обычно образуют ксеноморфные зерна, контуры которых определяются более идиоморфными выделениями плагиоклаза и кварца. Калинатровые полевые шпаты представлены ортоклаз-пертитом и микроклин-пертитом со слабо выраженной решетчатой структурой, маскируемой пертитовыми вростками и заметной далеко не во всех зернах. Данные измерений оптических констант калиевых полевых шпатов приведены в табл. 29. Щелочные полевые шпаты содержат значительное количество микропертитовых жилковато-ветвящихся вростков, иногда более прямых полосок и волоконец. Зерна их в различной степени альбитизированы — от начальных стадий, когда альбит развивается в виде небольших пятен, не затемняя микропертитовых вростков в микроклине и ортоклазе, до участков почти полного замещения, где уже трудно отличить пертитовые вростки кислого плагиоклаза от более позднего альбита. Местами щелочной полевой шпат как бы обрастает плагиоклазом, погасающим одновременно с пертитовыми вростками, находящимися в середине его зерен, а на границе двух смежных зерен калинатрового полевого шпата развивается «каемочный» альбит (фото 31). Зерна щелочного полевого шпата нередко покрыты буроватым пелитоморфным веществом.

Кварц в рапакиви Коростенского плутона по формам выделений аналогичен кварцу рапакиви Выборгского [220] и Бердяушского [79] плутонов. Из всех морфологических разновидностей наиболее характерен и довольно широко распространен идиоморфный гексагонально-дипирамидальный кварц, округлые и угловато-округлые зерна которого придают структуре межовоидной массы явно гранулитовый облик. Иногда встречаются более крупные округлые, подобно порфировидным, выделения, состоящие из нескольких агрегатных зерен. Пойкило-пегматитовый кварц образует округлые вростки в щелочном полевом шпате преимущественно в краевых частях его крупных зерен, где размеры вростков зависят от их количества: чем их больше, тем они меньше. Ксеноморфный кварц в рапакиви представлен также двумя формами. Более распространен кварц, образующий в межово-

Рапакиви	Место взятия пробы	Мн	
		Калиевый полевой шпат	Кварц
* Зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный	В 0,7 км юго-западнее г. Коростеня; Щорсовский карьер	51,3	24,3
Зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный	В 3,8 км юго-западнее с. Краевщины; скв. 5385, гл. 19,0 м	51,6	17,8
* Зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный	В 0,8 км северо-западнее с. Писаревки; скв. 233, гл. 9,0 м	50,9	20,5
Зеленовато-серый, среднеовоидный	В 3,2 км юго-восточнее с. Зеленицы; скв. 5456, гл. 5,4 м	48,1	18,0
* Зеленовато-темно-серый, среднеовоидный	В 1 км севернее с. Ставков; скв. 5195, гл. 28,8 м	45,3	21,2
* Розово-зеленовато-серый, среднеовоидный	Остривский карьер	47,5	22,4
Розово-зеленовато-серый, среднеовоидный	Вишняковский участок	45,8	23,2
Серовато-розовый, мелкоовоидный	В 1,5 км юго-западнее с. Зубринки; скв. 5340, гл. 16,8 м	50,5	23,6
Розово-зеленовато-серый, мелкоовоидный	В 0,3 км южнее с. Роговки; скв. 5006, гл. 14,9	50,6	22,8
Зеленовато-серый, мелкоовоидный	В 1 км юго-восточнее с. Дворища; скв. 5247, гл. 21,8 м	49,2	22,1
Розовато-зеленовато-серый, мелкоовоидный	В 0,5 км южнее с. Солодырей; скв. 5266, гл. 48,0 м	46,2	23,5
Розовато-зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный	В 0,2 км севернее с. Березовки; скв. 5789, гл. 25,9 м	51,2	22,7
Зеленовато-темно-серый, среднеовоидный	В 1 км южнее с. Облиток; скв. 1552, гл. 35,9 м	46,5	20,5
Буровато-серый, среднеовоидный	В 5,0 км восточнее с. Потиевки; скв. 1566, гл. 40,3 м	48,4	26,7
Розово-зеленовато-серый, среднеовоидный	В 3 км северо-западнее с. Потиевки; Городищенский карьер	48,3	22,4
Зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный	с. Украинка; карьер Дорстроя УССР	52,9	22,1
Среднее		49,0	22,1

* Среднее из двух подсчетов.

идной массе округлые и совершенно неправильной формы зерна с нормальным и слабоволнистым погасанием; в его зернах встречаются скопления газовых пузырьков и точечные включения минерального вещества. Для рапакиви плутона характерна вторая форма ксеноморфного кварца, впервые отмеченная Б. А. Поповым в корсунском рапакиви [220], а затем им же выделенная в выборгском рапакиви под названием «снаружи вогнутого» кварца. Этот кварц (фото 32) образует в крупных зернах калинатрового полевого шпата мелкие выделения, напоминающие угловато-удлиненные осколки, внешние очертания и ориентировка которых находятся в закономерной зависимости от структурно-кристаллогра-

Таблица 28

гранитов рапакиви, %

Плагиоклаз	Роговая обманка	Биотит	Оливин	Пироксен	Рудные	Акцессорные	Вторичные
15,7	2,9	1,5	1,2	0,5	1,0	0,9	0,7
23,6	2,3	0,9	1,2	0,9	0,5	0,3	0,9
16,1	6,4	1,3	0,2	1,5	0,7	0,2	2,2
21,3	7,4	2,0	0,2	0,8	0,7	0,2	1,3
22,8	6,3	1,7	0,8	0,1	0,9	0,4	0,5
22,0	2,7	2,7	—	—	0,9	0,5	1,3
21,0	4,2	2,7	0,5	0,1	0,8	0,3	1,4
16,3	4,1	2,8	—	—	0,8	0,6	1,3
16,3	5,6	3,2	0,2	0,3	0,5	0,1	0,4
21,5	4,6	1,6	—	—	0,4	0,2	0,4
24,1	1,8	1,7	0,9	0,3	0,6	0,3	0,6
20,3	2,1	0,3	0,6	0,7	0,9	0,3	0,9
18,5	6,0	1,9	1,5	—	1,6	0,5	3,0
16,7	3,7	3,0	—	—	0,5	0,7	0,3
17,6	5,7	4,3	—	—	0,3	0,2	1,2
13,6	5,1	0,6	1,0	0,7	0,5	0,3	3,2
19,2	4,5	2,0	0,5	0,4	0,7	0,4	1,2

фических элементов вмещающего минерала. Наименее характерны для рапакиви плутона мирмекитовые вростки кварца, развивающиеся на границе щелочного полевого шпата с плагиоклазовыми оболочками.

Плагиоклазы представлены в основном олигоклазами (13—28 *An*), нередко встречается более поздний альбит, значительно реже наблюдается андезин, обычно слагающий средние части зональных зерен, а также образующий отдельные зерна в более основных пироксен-оливиновых разновидностях рапакиви. Результаты измерений плагиоклазов рапакиви разных участков плутона приведены в табл. 30. Кроме пертитовых вростков и каемочных

Таблица 29

Характеристика калиевых полевых шпатов рапакиви Коростенского плутона

Рапакиви	Место взятия образца	N_g	N_m	N_p	Полюс спайности	$2V$	Минерал
Мелкоовоидный	с. Украинка, карьер	88	8	81	⊥ (001)	—	Ортоклаз
	То же	88	3	82	⊥ (001)	—	»
»	»	85	10	82	⊥ (001)	—76	Микроклин
»	»	83	7	85	⊥ (001)	—74	»
»	»	83	17	74	⊥ (001)	—72	»
»	»	84	11	78	⊥ (001)	—88	Ортоклаз
»	»	88	8	86	⊥ (001)	—	»
»	»	80	21	72	⊥ (001)	—86	Микроклин
»	»	75	17	81	⊥ (001)	—72	»
»	Щорсовский карьер	86	9	82	⊥ (001)	—70	Ортоклаз
	То же	88	10	82	⊥ (001)	—78	»
»	»	89	8	82	⊥ (001)	—74	Микроклин
»	»	81	18	75	⊥ (001)	—72	»
»	»	89	9	82	⊥ (001)	—78	Ортоклаз
»	»	88	14	77	⊥ (001)	—82	»
»	»	81	17	76	⊥ (001)	—70	Микроклин
Среднеовоидный	Городищенская каменоломня	85	13	78	⊥ (001)	—77	»
»	То же	88	8	86	⊥ (001)	—80	Ортоклаз
»	»	84	6	79	⊥ (001)	—84	»
»	»	80	16	78	⊥ (001)	—72	Микроклин
»	»	76	15	86	⊥ (001)	—73	»
»	»	87	7	86	⊥ (001)	—72	Ортоклаз
Мелкоовоидный	В 0,5 км южнее с. Солодырей; скв. 5257, гл. 52,9 м	87	4	88	⊥ (001)	—84	»
»	Окрестности с. Березовки; скв. 5180, гл. 38,7 м	80	12	84	⊥ (001)	—72	Микроклин
Среднеовоидный	Остривская каменоломня	77	17	90	⊥ (001)	—80	»
»	То же	88	12	79	⊥ (001)	—76	Ортоклаз
»	Окрестности с. Ставков; скв. 5157, гл. 22,5 м	83	14	80	⊥ (001)	—88	Микроклин
Мелкоовоидный	Западнее с. Дашинки; скв. 5133, гл. 7,5 м	82	10	84	⊥ (001)	—84	»
»	То же	82	9	81	⊥ (001)	—70	Ортоклаз

выделений плагиоклазы образуют самостоятельные зерна размером 0,5—3,5 мм; форма их в большинстве неправильная, реже наблюдались таблитчатые зерна со слабо выраженными полисинтетическими двойниками. Некоторые зерна плагиоклаза замещены калинатровым полевым шпатом с образованием антипертита. Наряду с этим наблюдается местами довольно интенсивная альбитизация не только щелочного полевого шпата, но и плагиоклаза. Плагиоклазы в общем довольно свежие, но некоторые зерна слег-

ка серицитизированы, на таких участках иногда образуются мелкие скопления карбоната, реже цоизита, как вторичные продукты.

Граниты данной подгруппы в основном биотит-амфиболовые со значительным преобладанием роговой обманки. В некоторых, обычно зеленовато-темно-серых мелкоовоидных, разновидностях

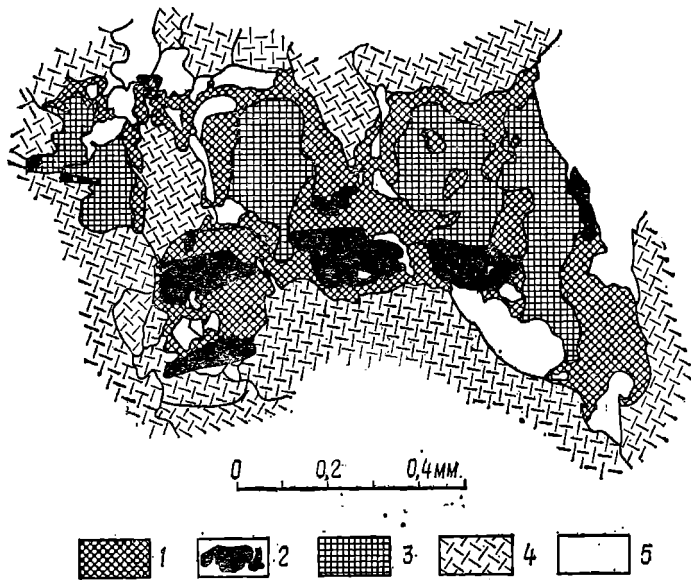


Рис. 9. Структура мелкоовоидного рапакиви (скв. 5056, гл. 29,6 м; в 2 км северо-западнее с. Солодырей):
1 — роговая обманка; *2* — рудные минералы; *3* — пироксен; *4* — калиевый полевой шпат; *5* — кварц

кроме названных минералов встречаются оливин и пироксен. Темноцветные минералы в рапакиви слагают мелкие агрегатные скопления и находятся в реакционных взаимоотношениях. В парагенезисе с ними часто наблюдаются ильменит и магнетит. Темноцветные минералы вместе с рудными слагают в среднем не более 10—12% горной массы гранита рапакиви.

Амфиболы представлены не совсем обычной роговой обманкой и бледноокрашенной разновидностью грюнеритового типа. Роговая обманка в рапакиви — главный фемический минерал, преобладает над остальными темноцветными минералами, нередко вместе взятыми; она образует неправильные выделения и пластинчатые зерна иногда довольно правильных очертаний (размером около 1—1,5 м, редко 2 мм), округлые зерна и каемки вокруг замещенных пироксенов (рис. 9) и оливина. В большинстве цвет роговой обманки буровато-зеленый. Обычно для более крупных (1—2 мм) зерен характерна неравномерно-пятнистая окраска, обусловленная наличием в буровато-зеленой массе небольших пя-

Рапакиви	Место взятия образца	N_L	Nm
Зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный	В 3,8 км юго-западнее с. Краевщины; скв. 5385, гл. 19,0 м	73 8 8 12	16,5 82 83 78
То же	В 0,8 км северо-западнее с. Писаревки; скв. 233, гл. 9,1 м	12 3	78,5 87
Зеленовато-серый, мелкоовоидный	В 1,5 км северо-западнее с. Теренцов; скв. 5115, гл. 17,7 м	89 4	6 86
Розово-зеленовато-серый, среднеовоидный (зональное зерно)	Остривский карьер	74	16
То же »	То же »	86 87	11 9
Зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный (зональное зерно)	В 0,7 км севернее с. Роговки; скв. 5086, гл. 12,0 м	67 88 6,5	25 2 89
Розово-серый, мелкоовоидный (зональное зерно)	В 3,2 км северо-восточнее с. Кошелевки; скв. 5494, 22,3 м	16 80 90	76 11 6
Розово-зеленовато-серый, мелкоовоидный (зональное зерно)	В 0,2 км севернее с. Березовки; скв. 5189, гл. 25,9 м	17 87	73 8
Розово-зеленовато-серый, крупноовоидный	Северо-западнее с. Потиевки; Городищенский карьер	80 83 88 89	10 7 8 12
Серовато-бледно-розовый, мелкоовоидный	В 0,7 км южнее с. Ляховой; скв. 1712, гл. 42,2 м	7,5 15,5	84 74,5
Зеленовато-темно-серый, мелкоовоидный	с. Украинка; карьер	83 78 89 90	6 14 4 12

тен синевато-зеленых оттенков. Такие мелкие синевато-зеленые пятна встречаются на различных участках зерен роговой обманки, хотя чаще приурочены к краевым частям. Плеохроизм роговой обманки: по Ng — густо-зеленый до темно-зеленого, по Nm — зеленый, отчасти буровато-зеленый, по Np — оливково-желтый до зеленовато-желтого, схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. Для буровато-зеленой роговой обманки характерны такие оптические константы: $2V$ от —52 до —64°, $cNg = 14$—$22°$, $n_g - n_p = 0{,}020$; для синевато-зеленой: $2V$ от —38 до —46°, $cNg = 6$—$12°$. Относительно крупные выделения роговой обманки редко бывают сплошными, обычно ее зерна прорастают мелкими включениями ильменита, циркона, апатита, флюорита, кварца и др. Иногда она настолько густо прорастает обильными выделениями кварца и флюо-

Таблица 30

оклазов из рапакиви

N_D	Двойниковая ось, плоскость спайности	Закон двойникования	$2V$	% An
89	⊥ (001)	—	—62	31
89	⊥ (010)	Альбитовый	—80	29
86	⊥ (010)	»	—76	14
88	⊥ (010)	»	—68	9
88	⊥ (010)	»	—8[illegible]	32
87	⊥ (010)	»	—80	20
86	⊥ (001)	—	+84	20
88	⊥ (010)	Альбитовый	+82	16
89	⊥ (001)	—	—86	32
79	⊥ (001)	—	+87	19
83	⊥ (001)	—	—80	20
80	⊥ (001)	—	+88	40
88	⊥ (001)	—	+86	22
88	⊥ (010)	Альбитовый	+74	18
90	⊥ (010)	»	—70	35
82	⊥ (001)	—	—80	25
86	⊥ (001)	—	—76	20
87	⊥ (010)	Альбитовый	—	38
83	⊥ (001)	—	+80	20
88	⊥ (001)	—	—88	27
86	⊥ (001)	—	—86	24
82	⊥ (001)	—	—80	20
78	⊥ (001)	—	+84	6
88,5	⊥ (010)	Альбитовый	+88	14
87,5	⊥ (010)	»	+83	7
90	⊥ (001)	—	—85	27
81	⊥ (001)	—	—86	25
87	⊥ (001)	—	—88	20
79	⊥ (001)	—	—84	18

рита (0,05—0,1 мм), что образуются скелетные структуры (фото 33). Роговая обманка местами довольно интенсивно замещена биотитом, развивающимся вдоль трещин спайности.

Кроме описанной роговой обманки, имеющей отчасти щелочной характер, в подчиненном количестве отмечается бесцветная или слегка окрашенная в бледно-зеленовато-желтый цвет роговая обманка грюнеритового типа, описанная В. И. Лучицким [161] под названием киевита. Амфибол грюнеритового типа обычно образует мелкие выделения и волокнистые агрегаты в парагенезисе с оливином, роговой обманкой и кварцем. Для него характерны $2V$ от —78 до —88°, $cNg = 8—10°$. Роговая обманка и оливин, находящиеся в срастании с выделениями амфибола грюнеритового типа, частично и псевдоморфно им замещаются; его агре-

гаты нередко врастают в кварц в виде пучков тонких волоконец и игольчатых скоплений (фото 34).

Биотит количественно подчинен роговой обманке, а в наиболее основных разновидностях рапакиви нередко вообще отсутствует. Он образует пластинки и зерна неправильной формы, края которых часто корродированы кварцем и полевыми шпатами. Цвет биотита коричневый с буроватым и зеленоватым оттенком; плеохроизм — от соломенно-желтого по Np до коричневого по Nm и зеленовато-бурого по Ng. Показатель преломления (n_m) изменяется от 1,680 (±0,003) до 1,692 (±0,002). Довольно часто содержит включения циркона, вокруг которых наблюдаются плеохроичные дворики, реже отмечаются включения флюорита и ильменита. Биотит часто встречается вместе с роговой обманкой, нередко замещая последнюю. Иногда он постепенно превращается в хлорит, при этом из желто-бурого становится сначала зеленым с высоким двупреломлением, а затем бледноокрашенным с более низким двупреломлением. Превращение биотита в хлорит сопровождается выделением мелких зерен магнетита, располагающихся вдоль спайности.

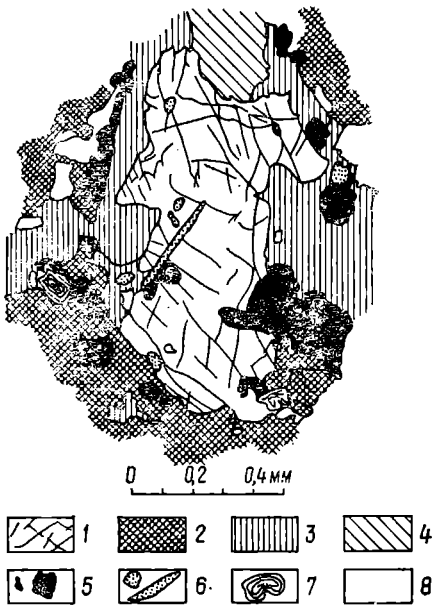


Рис. 10. Зерно оливина из мелкоовоидного рапакиви (скв. 5203, гл. 4,7 м; в 1,5 км севернее с. Челновой):

1 — оливин; *2* — роговая обманка; *3* — пироксен; *4* — плагиоклаз; *5* — рудный минерал; *6* — апатит; *7* — циркон; *8* — кварц

Оливин, как и пироксены, встречается не во всех разновидностях рапакиви, а преимущественно в зеленовато-темно-серых, залегающих на контакте с габбро-сиенитами (монцонитами) — породами краевых частей габбро-анортозитовых массивов. Он образует мелкие (0,1—0,5, иногда 0,8—1,0 мм) неправильной формы несколько вытянутые зерна, некоторые из них имеют не вполне правильные кристаллографические очертания с округленными углами. В шлифах оливин бесцветный с отчетливой шагреневой поверхностью и характерными трещинами спайности, вдоль которых нередко замещается иддингситом (рис. 10). Судя по углам $2V$, изменяющимся от —52 до —72° (при этом большинство определений не выходило за пределы —(54—64)°), оливины в рапакиви плутона сильно железистые и содержат в среднем, по диаграмме У. Дира и др. [70], от 72 до 92% фаялитового компонента, т. е. являются феррогортонолитами.

Пироксены в рапакиви Коростенского плутона, как и в рапакиви других плутонов, не случайные минералы, они характерны для разновидностей, контактирующих с габбро-монцонитовыми породами. Пироксены слагают бесцветные и слабо-зеленоватые мелкие ксеноморфные выделения, обычно сохранившиеся внутри роговой обманки (см. рис. 9); большинство зерен представлено авгитом с $2V = +(48—68)°$, $cNg = 28—46°$. Реликтовые зерна пироксена нередко прорастают тонкими пластиночками рудного минерала, по всей вероятности ильменита. В некоторых зернах по трещинам развивается буроватый минерал.

Рудные минералы слагают в среднем немногим более 0,5% и представлены ильменитом, магнетитом, очень редко пиритом. Они образуют мелкие зерна неправильной, нередко удлиненной формы, обычно находящиеся в срастании с темноцветными минералами. На рис. 11 показаны некоторые формы выделения рудных минералов и взаимоотношения их с темноцветными минералами.

Акцессорные минералы представлены цирконом, флюоритом, апатитом и ортитом; все они слагают в среднем менее 0,5% породы. Самый распространенный из них циркон с характерным для рапакиви плутона призматически-дипирамидальным габитусом кристаллов. Мелкие обломки циркона в большинстве размещены в темноцветных минералах, главным образом в роговой обманке и биотите (фото 35), иногда изотропизированы. Флюорит часто встречается в рапакиви, хотя более характерен для некоторых рапакивиподобных гранитов. Он образует мелкие ксеноморфные зерна, обычно расположенные в промежутках между кварцем и полевыми шпатами или приуроченные к выделениям и агрегатным скоплениям роговой обманки и биотита. Большинство зерен флюорита бесцветные, иногда бледно-фиолетовые. Апатит встречается довольно часто, обычно в виде тонких короткостолбчатых кристалликов, нередко имеющих форму микролитов; реже образует зерна неправильной формы. Вростки апати-

Рис. 11. Форма выделений рудных минералов в мелкоовоидном рапакиви (скв. 5112, гл. 15,4 м; в 1 км северо-западнее с. Курганов):
1 — роговая обманка; *2* — пироксен; *3* — рудный минерал; *4* — кварц

Компонент	98	99	100	101	102
SiO_2	68,37	69,13	69,60	69,76	69,89
TiO_2	0,53	0,32	0,47	0,49	0,36
Al_2O_3	13,79	13,42	13,84	13,41	13,94
Fe_2O_3	1,77	0,98	0,39	0,44	0,49
FeO	3,18	3,01	3,55	3,59	3,26
MnO	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05
MgO	0,79	0,57	0,43	0,89	0,36
BaO	—	0,06	—	0,04	0,07
CaO	2,06	2,07	1,50	1,68	1,40
Na_2O	3,46	3,51	3,66	3,15	3,44
K_2O	5,25	5,43	4,91	5,72	5,04
P_2O_5	0,11	0,09	0,14	0,16	0,06
S	0,08	0,13	0,08	0,11	0,02
F	0,20	0,23	0,14	0,08	0,13
H_2O^-	0,14	0,15	0,19	0,10	0,25
H_2O^+	0,46	0,91	0,93	0,60	0,98
$O_2 - F + S$	—0,12	—0,15	—0,10	—0,08	—0,05
Сумма	100,12	99,91	99,79	100,20	99,69
$F_{общ}$	77,9	79,4	84,3	73,0	88,7
ρ, г/см³	2,686	2,658	2,684	2,685	2,657

Примечание. *Рапакиви*: 98 — зеленовато-серый, мелкоовоидный, в 1,6 км севернее с. Челно каменоломня (аналитик Б. Мирская); 100 — зеленовато-серый, мелкоовоидный в 0,5 км южнее с. Рогов восточнее с. Чайковки, скв.1738, гл. 48,5 м (аналитик Б. Мирская); 102 — зеленовато-серый, мелкоовато-темно-серый, с. Украинка, карьер (аналитик А. Стеценко); 104 — Коростенского плутона (среднее ско-Рижского плутона (среднее из 5 анализов) [37]; 107 — Выборгского плутона (среднее из 6 анализов)

та наблюдаются как в салических, так и в фемических (чаще) минералах. Ортит впервые был определен В. И. Лучицким [161] в розовом рапакиви Малинского массива. Ортит является характерным и наименее распространенным из всех акцессорных минералов. Кроме рапакиви Малинского массива, ортит обнаружен нами в гранитах окрестностей сел Рудни, Гамарни, Закусилы и других на р. Жереве, а также вскрытых буровыми скважинами (5097, 5132, 1550, 1673 и др.) на западном и восточном контактах Володарск-Волынского массива. Он образует мелкие зерна округлой, угловато-округлой и неправильной формы размером от 0,08 до 0,6 мм, единичные зерна достигают 1,5—1,6 мм (например, в граните Закусиловского карьера). В проходящем свете ортит слабо-зеленовато-желтый, иногда зеленовато-оранжево-буроватый; размещается в промежутках между кварцем и полевыми шпатами, а иногда внутри темноцветных минералов, особенно в биотите, где вокруг его зерен развиты интенсивные плеохроичные ободки (фото 36).

Вторичные образования, заместившие темноцветные (в основном) и салические минералы, слагают в среднем не более 1,5% объема массы гранита и представлены иддингситом, карбонатами, серпентином, гидрослюдами, магнетитом, тремолитом, хлоритом, серицитом.

Таблица 31

гранитов рапакиви, %

103	104	105	106	107	108	109
70,17	69,49	68,28	72,43	69,64	69,50	69,55
0,45	0,44	0,17	0,39	0,26	0,45	0,35
13,39	13,63	14,08	12,84	14,01	12,34	13,96
0,84	0,82	2,36	1,43	0,82	2,02	1,86
3,66	3,37	3,15	1,68	3,25	3,97	2,75
0,04	0,05	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04
0,29	0,55	0,31	0,42	0,43	0,35	0,39
0,05	0,04	—	—	—	0,03	—
1,54	1,71	2,52	1,33	2,13	2,33	1,33
3,34	3,43	3,19	2,87	2,98	2,50	2,70
5,50	5,31	4,82	4,87	6,05	5,80	5,91
0,07	0,10	0,04	0,09	0,03	0,08	0,02
0,05	0,08	—	—	—	—	—
0,26	0,17	0,07	—	0,11	0,11	—
0,11	0,16	0,11	0,16	0,10	0,10	0,26
0,52	0,73	0,78	1,09	0,68	0,43	0,75
—0,13	—0,11	—0,03	—	—0,04	—0,04	—
100,15	99,97	99,88	99,62	100,48	100,03	99,87
89,5	81,4	91,0	80,4	84,6	90,8	86,9
2,680	2,675	—	—	—	—	—

вой, скв. 5120, гл. 10,5 м (аналитик А. Стеценко); 99 — мясо-красный, крупноовоидный, с. Городище, ки, скв 5021, гл. 32,1 (аналитик Б. Мирская); 101 — зеленовато-серый, мелкоовоидный, в 2 км северо-идный, в 7 км юго-западнее г. Коростеня, Щорсовский карьер (аналитик Б. Мирская); 103 — зелено-из 6 анализов); 105 — Корсунь-Новомиргородского плутона (среднее из 6 анализов); 106 — Пилтен-[54, 329, 333]; 108 — массива Ахвенисто [324]; 109 — Салминского плутона (среднее из 12 анализов) [227].

Химические анализы рапакиви приведены в табл. 31, а их числовые характеристики — в табл. 32.

Таблица 32

Числовые характеристики гранитов рапакиви, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	s	a	c	b	a'	c	f'	m'	n	t	φ	Q	a/c
98	77,0	14,8	1,7	6,5	—	11,3	69,1	19,6	50,0	0,5	22,7	22,5	8,7
99	77,8	15,2	1,2	5,8	—	20,9	62,8	16,3	49,6	0,3	13,9	24,0	12,6
100	78,8	15,1	1,6	4,5	—	4,5	80,6	14,9	53,1	0,4	5,9	25,8	9,4
101	78,0	14,9	1,3	5,8	—	10,3	65,5	24,2	45,5	0,5	6,8	24,9	11,4
102	78,9	14,6	1,2	5,3	—	9,0	80,8	10,2	50,9	0,3	23,1	27,4	12,1
103	78,8	14,9	1,3	5,0	—	9,5	81,0	9,5	47,7	0,4	13,5	26,5	11,4
104	78,3	14,9	1,5	5,3	—	10,3	73,1	16,6	49,5	0,4	12,8	25,3	9,9
105	77,7	13,9	2,4	6,0	—	11,4	80,7	7,9	50,0	0,2	31,8	25,2	5,7
106	81,3	13,1	1,5	4,1	16,4	—	67,2	16,4	47,4	0,3	29,5	34,9	8,7
107	78,2	14,9	1,7	5,2	—	15,6	71,4	13,0	42,3	0,2	13,0	24,9	8,7
108	77,8	13,6	1,3	7,3	—	20,2	72,5	7,3	39,2	0,4	22,0	27,1	10,4
109	78,5	14,5	1,5	5,5	14,8	—	74,1	11,1	41,1	0,3	27,2	26,5	9,6

* См. примечание к табл. 31.

По химическому составу рапакиви Коростенского плутона — наиболее основные разновидности в данной группе гранитов, содержание кремнезема в них, как правило, не превышает 70%. В большинстве разновидностей рапакиви Коростенского плутона калий преобладает (в молекулярных количествах) над натрием, как в классическом рапакиви. Наряду с таким гранитом в плутоне встречаются рапакиви с почти равными количествами калия и натрия и даже с преобладанием, правда незначительным, последнего.

Рапакивиподобные граниты

К рапакивиподобным отнесены граниты, весьма близкие к рапакиви и во многом им подобные. По составу и текстурно-структурным особенностям рапакивиподобные граниты занимают промежуточное положение между рапакиви и равномернозернистыми безовоидными гранитами. Среди гранитов Коростенского плутона рапакивиподобные граниты наиболее развиты; они распространены по всему плутону, сменяясь в отдельных частях небольшими участками рапакиви или более обширными полями безовоидных равномернозернистых гранитов.

При картировании рапакивиподобных гранитов приходится сталкиваться с определенными трудностями, так как ни одна из их разновидностей не слагает в плутоне обособленных массивов с ясно выраженными очертаниями, а встречается вместе с другими гранитами группы рапакиви, с которыми всегда связана постепенными и малозаметными переходами.

Граниты данной подгруппы представлены зеленовато-серыми и розовато-серыми, красно-розовыми и буровато-красными разнозернистыми разновидностями, овоидными и почти безовоидными с различными содержаниями роговой обманки и биотита — от существенно роговообманковых с незначительной примесью биотита до почти лишенных амфибола биотитовых. В разновидностях рапакивиподобных гранитов, залегающих в зонах контакта с габбро-анортозитовыми массивами, кроме роговой обманки и биотита, как главных фемических минералов, изредка встречаются мелкие скопления вторичных минералов, псевдоморфно заместивших реликтовые зерна оливина и пироксенов. Такие разновидности рапакивиподобных гранитов трудно отделимы от мелкоовоидных рапакиви, с которыми они связаны не только пространственно, но и генетически.

Среди рапакивиподобных гранитов можно встретить слабопорфировидные разновидности с небольшим количеством овоидов калинатровых полевых шпатов, окаймленных микропегматитовыми оторочками, с довольно широким развитием микропегматитовых, пойкило-пегматитовых и питерлитовых структур. Несравненно реже встречаются овоиды щелочных полевых шпатов с плагиоклазовыми оболочками. Плагиоклаз в гранитах нередко образует самостоятельные мелкие зерна, иногда группирующиеся вокруг недо-

развитых овоидов калинатровых полевых шпатов, создавая подобие плагиоклазовых оболочек.

Описание всех разновидностей гранитов данной подгруппы вряд ли целесообразно, так как некоторые из них (например, норинские, малинские и др.), выделяемые в последнее время геологами-съемщиками, весьма близки к давно известным и ничем существенным от них не отличаются. Ниже приводится описание главнейших рапакивиподобных гранитов: овоидных, гранофировых и безовоидных.

Граниты овоидные амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые

Биотит-амфиболовые рапакивиподобные граниты, ближе других стоящие к рапакиви, описывались в геологической литературе под названием россоховских гранитов [23, 28] и биотит-амфиболовых рапакивиобразных гранитов [236]. В. С. Соболев под названием биотит-амфиболовых объединил граниты россоховского и коростенского типов, предварительно исключив из них чисто биотитовые разности. В результате такого объединения к биотит-амфиболовым гранитам относятся разновидности не только с преобладанием роговой обманки, но и амфибол-биотитовые с преобладанием биотита над роговой обманкой. Последняя разновидность встречается всегда вместе с биотит-амфиболовыми гранитами, от которых практически неотделима.

Биотит-амфиболовые овоидные граниты вместе с амфибол-биотитовыми распространены по всей срединной части плутона, особенно большие площади заняты ими между реками Ужем, Жеревом и Норинью. Но даже в местах наибольшего развития среди таких гранитов встречаются другие разновидности данной подгруппы и даже рапакиви. Например, на левом берегу р. Ужа, выше с. Тартака среди них кустарной каменоломней вскрыты граниты типа «степановских», а в Закусиловской каменоломне на правом берегу р. Жерева, ниже с. Закусилы среди биотит-амфиболовых гранитов вскрыты мелкоовоидные рапакиви.

Макроскопически наиболее типичные представители этой разновидности — среднезернистые, иногда более крупнозернистые, большей частью порфировидные граниты, в которых порфировидные выделения калиевых полевых шпатов довольно редко имеют форму и строение настоящих овоидов, а размерами не всегда отчетливо выделяются в среднезернистой межовоидной массе. Порфировидные выделения полевых шпатов распределены довольно равномерно, но количество их небольшое; в обычном штуфе таких овоидов насчитывается от 1 до 3—5 шт.; размеры их меняются от 0,5—0,7 до 1,2—1,5 см, иногда 2 см. Овоиды щелочных полевых шпатов обычно окаймлены микропегматитовыми оторочками, лишь в единичных случаях можно наблюдать вокруг них плагиоклазовые чаще прерывистые оболочки.

Гранит	Место взятия пробы	Ми	
		Калиевый полевой шпат	Кварц
** Красно-розовый, мелкоовоидный	с. Межиричка, р. Уж	57,0	23,9
* Зеленовато-серый, среднезернистый, малоовоидный	Правый берег р. Жерева; Закусиловский карьер	53,6	27,1
* Серовато-розовый, среднезернистый, малоовоидный	Игнатпольский карьер	47,6	30,5
* Буровато-зеленовато-серый, среднезернистый	с. Лугины, лесхоз	53,6	26,3
* Серовато-мясо-красный, среднезернистый, малоовоидный	Березовский карьер	45,0	27,3
* Красно-розовый, среднезернистый малоовоидный	с. Папирня, правый берег р. Нориня	56,1	25,7
** Зеленовато-серовато-розовый, среднезернистый, малоовоидный	с. Охотовка	50,8	25,9
Розово-серый, слабопорфировидный	В 2,6 км юго-западнее с. Краевщины	44,3	21,2
Серовато-розовый, среднезернистый, слабоовоидный	В 0,7 км севернее с. Ставков; скв. 5181, гл. 32,0 м	54,5	26,3
Зеленовато-серый, слабопорфировидный	В 3 км западнее с. Роговки; скв. 5484, гл. 20,9 м	48,5	25,6
Серовато-розовый, среднезернистый, мелкоовоидный	Севернее с. Дворища; скв. 5013, гл. 21,0 м	48,7	26,5
Зеленовато-серый, среднезернистый, малоовоидный	Северная окраина с. Сколобова; скв. 6030, гл. 26,9 м	45,5	25,7
** Буровато-розовый, среднезернистый, малоовоидный	Правый берег с. Тростяницы, ниже с. Гуты-Потиевки	55,1	21,1
Серовато-розовый, среднезернистый, малоовоидный	В 2 км юго-восточнее с. Осичек; скв. 1745, гл. 45,6 м	47,3	28,3
Розово-серый, среднезернистый, овоидный	Восточнее с. Потиевки; скв. 1566, гл. 40,3 м	48,4	27,0
Среднее		50,4	25,9

* Среднее из двух подсчетов.
** Среднее из трех подсчетов.

На фото 37—38 показано сложение рапакивиподобных гранитов из разных участков плутона. Отчетливо видна текстура амфибол-биотитового гранита (фото 37) из Березовского карьера, расположенного примерно в 4 км северо-западнее с. Пугачевки. Порфировидные выделения в этом граните сложены мясо-красными калинатровыми полевыми шпатами, между которыми в основной массе встречаются мелкие выделения бледно-зеленого плагиоклаза. В очень редких случаях плагиоклаз сохраняется в ядрах овоидов в виде мелких реликтовых зерен. Часто ядра овоидов, состоящие из нескольких зерен щелочного полевого шпата, прорастают мелкими выделениями роговой обманки и биотита. Основная межовоидная масса сложена мясо-красными и зеленовато-серыми по-

Таблица 33

рапакивиподобных гранитов

Минералы					
Плагиоклаз	Роговая обманка	Биотит	Рудные	Акцессорные	Вторичные
13,8	2,8	0,9	0,5	0,4	0,7
13,1	2,7	2,2	0,4	0,2	0,7
16,7	0,7	3,3	0,4	0,3	0,5
14,0	2,7	1,4	0,7	0,5	0,8
21,1	3,0	2,3	0,4	0,3	0,6
12,5	2,4	1,6	0,5	0,3	0,9
15,3	2,4	3,9	0,5	0,4	0,8
24,5	2,3	5,1	0,4	0,2	2,0
14,5	2,9	0,5	0,3	0,2	0,8
16,8	4,5	2,1	0,7	0,3	1,5
16,3	3,9	3,6	0,3	0,2	0,5
17,4	4,3	4,2	1,6	0,4	0,9
17,4	3,0	1,9	0,8	0,2	0,5
15,8	3,6	2,1	1,7	0,4	0,8
16,7	3,0	3,7	0,3	0,7	0,2
16,4	3,0	2,6	0,6	0,3	0,8

левыми шпатами, мелкоагрегатными скоплениями темноцветных минералов, темно-серым идиоморфным кварцем. Более крупные (до 0,8 см) и обильные выделения идиоморфного темно-серого почти черного кварца отчетливо видны в рапакивиподобном амфибол-биотитовом граните с правого берега р. Жерева (с. Вязовка). По сравнению с гранитами сел Вязовки и Закусилы биотит-амфиболовые граниты Березовского карьера имеют более выраженное овоидное сложение и по составу наиболее близки к рапакиви, являясь связывающим звеном между рапакиви и рапакивиподобными гранитами.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с отдельными участками пойкило-пегматитового и микропегматитового сраста-

ния полевых шпатов с кварцем (фото 39, 40); на таких участках нередко встречаются микроовоиды калинатровых полевых шпатов с микропегматитовыми оторочками (фото 41).

Минеральный состав гранитов: щелочные полевые шпаты, кварц, плагиоклазы, амфиболы, биотит, рудные минералы, циркон, флюорит, апатит, топаз (очень редко) и вторичные минералы (табл. 33).

Калинатровые полевые шпаты преобладают над всеми минералами. В отличие от настоящих рапакиви в этих гранитах они распределены таким образом, что большая их часть приходится на основную массу. В основной среднезернистой массе калинатровые полевые шпаты слагают аллотриоморфные зерна размером до 1,5—2 мм, очертания которых определяются более идиоморфными выделениями плагиоклаза, иногда кварца. Они представлены пертитовыми промежуточными микроклинами и ортоклазами (табл. 34). Большинство зерен калинатрового полевого шпата содержит многочисленные вростки альбит-олигоклаза, образующего тонкие веретеновидные волокна, неровные и слегка изогнутые полоски, иногда мелкие пятна со слабо заметной полисинтетической двойниковой штриховкой. Наблюдается альбитизация щелочного полевого шпата от начальных стадий до почти полного его замещения альбитом.

Кварц слагает в среднем не менее 25% массы гранитов и образует довольно крупные, обычно более 1 мм, самостоятельные зерна в большинстве ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, а также мелкие (менее 0,5 мм) вростки главным образом в калинатровых полевых шпатах. Округлые, червеобразные, каплевидные и неправильной формы вростки кварца группируются обычно по краям зерен щелочного полевого шпата, иногда проникают в середину последних, довольно густо прорастая их с образованием микропегматитовых и питерлитовых участков. В большинстве своем кварц находится в пойкилитовом и пойкило-пегматитовом срастании с полевыми шпатами, в которых образует неправильные зерна, нередко довольно причудливых очертаний; на других участках мелкие вростки кварца имеют более правильные формы и расположены небольшими группами, отделенными друг от друга как бы цементирующим их калинатровым полевым шпатом. Для большинства зерен кварца характерно нормальное погасание, лишь в отдельных отмечалось слабоволнистое. Очень редко встречаются мелкие и нетипичные выделения «снаружи вогнутого» кварца. Иногда в кварце содержатся мелкие кристаллы циркона и газово-жидкие включения.

Плагиоклаз также является главным породообразующим минералом в этих гранитах, он образует самостоятельные зерна размером 0,5—3,5 мм. О ранее существовавших больших (2—3,5 мм) зернах плагиоклаза можно судить по мелким реликтам его (оптически одинаково ориентированным и не полностью замещенным) в щелочном полевом шпате; форма зерен в большинстве непра-

Таблица 34

Характеристика калиевых полевых шпатов из овоидных рапакивиподобных гранитов

Гранит	Место взятия пробы	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
Биотит-амфиболовый	с. Межиричка	77	14	86	⊥ (001)	—74	Микроклин
		82	9	8	⊥ (001)	—70	»
Амфибол-биотитовый	Закусиловский карьер, правый берег р. Жерева	88	15	78	⊥ (001)	—82	Ортоклаз
		72	23	74	⊥ (001)	—72	Микроклин
		82	12	86	⊥ (001)	—72	»
		88	10	82	⊥ (001)	—76	Ортоклаз
Биотит-амфиболовый	с. Папирня	83	9	88	⊥ (001)	—70	Микроклин
		87	10	84	⊥ (001)	—80	Ортоклаз
		70	18	81	⊥ (001)	—68	Микроклин
То же	с. Лугины, правый берег р. Жерева	81	9	85	⊥ (001)	—78	»
		77	17	88	⊥ (001)	—66	»
		87	3	88	⊥ (001)	—68	Ортоклаз
		89	8	80	⊥ (001)	—	»
»	с. Полч	88	5	86	⊥ (001)	—78	»
		86	6	89	⊥ (001)	—76	»
		77	17	88	⊥ (001)	—66	Микроклин
»	Березовский карьер	85	16	70	⊥ (001)	—64	»
		79	19	78	⊥ (001)	—86	»
		87	11	82	⊥ (001)	—84	Ортоклаз
		88	14	85	⊥ (001)	—80	»
		85	12	78	⊥ (001)	—80	»
»	с. Выгов	76	15	89	⊥ (001)	—70	Микроклин
		82	8	85	⊥ (001)	—72	»
		86	13	78	⊥ (001)	—80	Ортоклаз
Амфибол-биотитовый	с. Охотовка	74	21	73	⊥ (001)	—72	Микроклин
		86	9	86	⊥ (001)	—78	Ортоклаз
		83	8	84	⊥ (001)	—60	Микроклин
То же	с. Гута-Потиевка	85	16	74	⊥ (001)	—80	»
		78	13	89	⊥ (001)	—62	»
»	Окрестности с. Осичек; скв. 1745, гл. 45,6 м	83	12	84	⊥ (001)	—62	Микроклин

вильная, реже наблюдались таблитчатые выделения со слабо выраженным двойникованием. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и олигоклазом (8—26% *An*), причем в разновидностях с несколько большим содержанием амфиболов и с псевдоморфозами иддингсита основность его повышается (до 28—29% *An*). Некоторые зерна плагиоклаза имеют слабо выраженное зональное строение с тонкими и прерывистыми альбитовыми каемками по краям зерен олигоклаза.

Амфиболы представлены зеленой роговой обманкой и бледно-желтым почти бесцветным амфиболом грюнеритового типа; последний встречается очень редко и для гранитов всей подгруппы

Компонент	110	111	112	113	114	115	116
SiO_2	70,94	71,03	71,73	72,01	72,36	72,57	73,39
TiO_2	0,40	0,23	0,37	0,38	0,28	0,25	0,32
Al_2O_3	13,24	13,17	13,45	13,15	12,57	13,34	12,99
Fe_2O_3	1,06	0,83	0,60	0,57	0,72	0,26	0,40
FeO	3,11	3,21	2,50	2,73	2,43	2,29	2,16
MnO	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
MgO	0,32	0,56	0,92	0,28	1,06	0,60	0,30
BaO	0,10	0,05	—	0,06	0,02	0,07	—
CaO	1,45	1,59	1,12	1,31	1,47	1,26	0,98
Na_2O	2,95	3,25	3,12	3,18	3,06	2,85	3,28
K_2O	5,35	5,30	5,40	5,60	5,06	6,24	5,50
P_2O_5	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,12	0,05
S	—	0,04	0,09	0,03	0,05	0,02	0,04
F	0,05	0,19	0,18	0,05	0,16	0,08	0,28
H_2O^-	0,16	0,21	0,17	0,08	0,10	0,04	0,06
H_2O+	0,49	0,52	0,58	0,78	0,79	0,30	0,47
$O_2 - F + S$	—0,03	—0,10	—0,12	—0,04	—0,08	—0,04	—0,14
Сумма	99,71	100,20	100,21	100,30	100,16	100,29	100,12
$F_{общ}$	88,8	80,6	66,1	88,0	61,2	69,3	83,3
ρ, г/см^3	—	2,649	2,656	2,641	2,632	2,649	2,660

Примечание. *Гранит:* 110 — зеленовато-серый, малоовоидный, р. Жерев, с. Лугины (Соболев, ровато-розовый, малоовоидный, с. Дворище, скв. 5002, гл. 11,3 м (аналитик А. Стеценко); 113 — кра леновато-серый, малоовоидный, с. Сколобов, скв. 6030, гл. 26,9 м (аналитик А. Стеценко); 115 — серо ская); 116 — зеленовато-серый, мелкоовоидный, в 7 км юго-западнее г. Коростеня. Щорсовский карьер 118 — красно-розовый, малоовоидный, р. Уж, с. Россоховское (анализ А. Я. Мочалова); 119 — серо ный, Коростенский плутон (среднее из 12 анализов); 121 — красно-розовый, слабоовоидный, Кор тенско-Рижский плутон (среднее из 4 анализов) [37]; 123 — рапакивиподобный, Выборгский плутон. минский плутон [227].

рапакивиподобных гранитов не характерен. Роговая обманка образует мелкие (0,2—0,8 до 1,2 мм) неправильные по форме и пластинчатые зерна с неровными краями, часть которых находится в срастании с замещающим биотитом. Цвет роговой обманки оливково-зеленый с буроватым оттенком, а по краям некоторых зерен просвечивает слабый синевато-зеленый. Плеохроизм ее по Ng ярко-зеленый, по Nm — буровато-зеленый и по Np — желтовато-зеленый; $2V = -(52—64)°$, а в синевато-зеленых участках $2V = -(38—42)°$; $cNg = 12—25°$; $n_g - n_p = 0{,}017—0{,}020$. Довольно интенсивно замещена биотитом.

Биотит содержится в переменных количествах по отношению к роговой обманке; образует мелкие пластинки и агрегатные скопления; края более крупных зерен нередко изъедены кварцем, иногда прорастающим биотит в виде мелких включений с образованием участков скелетной структуры. Большинство зерен биотита плеохроирует от зеленовато-бурого по Ng до бурого по Nm и соломенно-желтого по Np. Судя по показателям преломления $n_m = 1{,}680—1{,}687$ ($\pm 0{,}003$), биотит очень железистый; иногда встречается еще более железистая его разновидность зеленого цвета с

рапакивидных гранитов, %

117	118	119	120	121	122	123	124	125
73,45	73,61	73,89	72,79	73,97	71,71	75,81	73,84	72,72
0,24	0,59	0,24	0,30	0,10	0,31	0,32	0,22	0,18
12,93	11,62	12,89	12,76	12,10	13,33	11,22	13,09	13,27
0,47	1,46	0,64	0,72	1,28	1,67	0,86	0,87	1,54
1,92	2,71	1,58	2,37	1,43	1,36	1,91	1,79	1,67
0,02	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	сл.	0,03	0,03
0,51	0,20	0,24	0,52	0,54	0,27	0,34	0,23	0,32
0,05	—	—	0,05	—	—	—	0,02	—
1,05	0,57	1,03	1,17	0,84	1,49	1,25	1,12	1,00
3,34	3,23	3,21	3,12	2,68	3,02	2,27	2,32	3,07
5,35	5,05	5,49	5,42	6,01	5,12	5,49	6,24	4,77
0,14	0,06	0,08	0,08	0,08	0,02	—	0,05	0,04
0,01	0,02	0,03	0,04	0,06	—	—	—	—
0,12	—	0,08	0,13	0,42	—	—	0,17	—
0,07	—	0,08	0,11	0,09	0,10	0,40	0,07	0,23
0,58	0,46	0,66	0,54	0,21	1,36		0,45	0,84
—0,05	—	—0,04	—0,07	—0,20	—	—	—0,07	—
100,20	99,62	100,14	100,10	99,64	99,79	99,87	100,44	99,68
72,7	91,8	85,7	77,3	71,7	86,4	81,8	87,5	85,4
2,617	—	2,638	2,642	—	—	—	—	—

1947); 111 — зеленовато-буровато-серый, слабоовоидный, с. Охотовка (аналитик С. Панченко); 112— сёно-розовый, малоовоидный, правый берег р. Норыни, с. Папирня (аналитик А. Стеценко); 114 — зевато-розовый, слабоовоидный, в 2 км юго-восточнее с. Осичек, скв. 1745, гл. 45,6 м (аналитик Б. Мир(аналитик А. Стеценко); 117 — красно-розовый, малоовоидный, с. Межиричка (аналитик Б. Мирская); вато-розовый, слабоовоидный, Игнатпольский карьер (аналитик А. Стеценко); 120 — рапакивиподобсунь-Новомиргородский плутон, с. Вороновка (аналитик Б. Мирская); 122 — рапакивиподобный, Пилпос. Питерлати [333]; 124 — рапакивиподобный, массив Ахвенисто [321]; 125 — рапакивиподобный, Сал-

более низким двупреломлением. Нередки в биотите включения мелких кристаллов флюорита, циркона с хорошо заметными плеохроичными двориками, а также мелких выделений, вероятно, ильменита, располагающихся вдоль спайности.

Рудные минералы представлены ильменитом и магнетитом, количество которых в среднем не превышает 0,5—0,6%; встречаются мелкие зерна неправильной формы в срастании с темноцветными минералами.

Циркон и особенно флюорит — характерные акцессорные минералы этих гранитов. Циркон встречается почти в каждом шлифе в виде мелких идиоморфных выделений призматического и бипирамидального облика, иногда зерна имеют отчетливое зональное строение, некоторые частично разрушены и изотропизированы. Флюорит образует мелкие (0,1—0,2 до 0,5—0,9 мм) ксеноморфные зерна неправильной формы в промежутках между другими минералами; большинство его зерен с хорошо заметными трещинами октаэдрической спайности, иногда с пятнистой фиолетовой окраской, обусловленной наличием точечных микроскопических включений циркона, ортита, возможно, других минералов.

Вторичные минералы слагают в среднем менее 1% массы гранитов и представлены гидрослюдами, иддингситом, хлоритом, карбонатами, серицитом.

Таблица 36

Числовые характеристики овоидных рапакивиподобных гранитов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа*	s	a	c	b	a'	c'	f'	m'	n	t	φ	Q	a/c
110	80,1	13,9	1,8	4,2	—	0,0	88,9	11,1	45,6	0,4	19,0	30,6	7,7
111	79,2	14,4	1,4	5,0	—	9,4	73,0	17,6	48,1	0,2	13,5	28,2	10,2
112	79,6	14,2	1,3	4,9	11,0	—	58,9	30,1	46,7	0,3	11,0	29,5	10,9
113	80,4	14,7	1,2	3,7	—	9,1	80,0	10,9	46,4	0,3	10,9	30,2	12,2
114	80,2	13,6	1,4	4,8	—	6,9	57,0	36,1	48,0	0,2	11,1	31,8	9,7
115	80,5	14,8	1,3	3,4	—	5,8	65,4	28,8	40,5	0,2	3,8	30,1	11,3
116	81,5	14,6	1,1	2,8	—	0,0	83,3	16,7	47,3	0,3	14,3	32,7	13,2
117	81,4	14,5	1,1	3,0	—	2,2	71,1	26,7	48,6	0,2	13,3	32,7	13,1
118	81,4	13,9	0,6	4,1	—	1,6	90,3	8,1	49,5	0,6	29,0	34,4	23,1
119	81,9	14,6	1,1	2,4	—	5,4	81,1	13,5	47,3	0,2	21,6	33,5	13,2
120	80,9	14,3	1,2	3,6	—	1,9	75,9	22,2	46,7	0,3	14,8	32,0	11,9
121	81,8	14,2	0,8	3,2	—	4,2	68,8	27,0	40,2	0,1	29,2	34,4	17,7
122	81,2	13,8	1,8	3,2	8,3	—	79,2	12,5	47,0	0,3	41,7	33,0	7,6
123	83,4	12,3	1,1	3,2	—	10,2	73,5	16,3	38,7	0,3	20,4	41,1	11,1
124	81,7	13,7	1,3	3,3	20,0	—	70,0	10,0	35,9	0,2	20,0	34,7	10,5
125	80,8	13,2	1,2	4,8	33,3	—	57,0	9,7	49,5	0,2	25,0	34,0	11,0

* См. примечание к табл. 35.

По химическому составу (табл. 35) описываемые граниты мало чем отличаются от рапакиви, в них всегда несколько больше кремнезема, сохраняется примерно такое же количество щелочных элементов, почти с таким же преобладанием калия над натрием. В табл. 36 приведены числовые характеристики этих гранитов.

Гранофировые граниты

Следующей типовой разновидностью рапакивиподобных гранитов являются гранофировые граниты, к которым в основном относятся граниты коростенского типа, по Н. И. Безбородько [23].

Эти граниты биотитовые, но иногда содержат в качестве незначительной примеси мелкие выделения роговой обманки. Такие амфибол-биотитовые разновидности с микропегматитовой структурой должны относиться к группе овоидных.

Самой характерной особенностью коростенских гранитов, на которую указал еще И. А. Морозевич [187], является их микропегматитовая структура, называемая часто гранофировой. В название этой структуры многие геологи, в их числе Н. И. Безбородько [23], вкладывали смысл обоих терминов. Оставляя название гранофировой, как предложил В. Н. Лодочников, за горной

породой, в данном случае за слабопорфировидным малоовоидным гранитом, структуру его основной массы будем называть микропегматитовой.

Главный район развития гранофировых гранитов — г. Коростень и его окрестности, где эти граниты представлены наиболее типичными разновидностями. Подобные гранофировые граниты известны у с. Норинска и в некоторых других частях плутона. Небольшие участки микропегматитовой структуры нередко можно наблюдать (обычно в зачаточном состоянии) и в других гранитах группы рапакиви, и в самом рапакиви. Поэтому В. И. Лучицкий [161] в Малинском массиве выделил разновидность мелкоовоидного гранофирового рапакиви. Еще раньше В. Е. Тарасенко описал амфиболовый гранофир из с. Кропивни, где последний тесно связан с амфиболовым порфировидным гранитом. Однако такие структуры ни в каких гранитах плутона не получали столь широкого развития, как в биотитовых гранитах района г. Коростеня. В связи с этим целесообразно сузить понятие «коростенских» гранитов и впредь относить к ним лишь гранофировые граниты.

Макроскопически гранофировые граниты буровато-розовые и серовато-красные, слегка выветрелые и трещиноватые, на отдельных участках с мелкими пегматоидными выделениями; в последних нередко можно встретить миниатюрные жеоды с мелкими кристалликами полевых шпатов и кварца. Граниты слабопорфировидные, нередко мелкоовоидные с размером овоидов щелочных полевых шпатов не более 1 см; такие овоиды слабо выделяются на фоне среднезернистой основной массы. Мелкоовоидное сложение гранитов отчетливо заметно лишь на более выветрелых поверхностях, на которых можно наблюдать даже строение отдельных овоидов. Среди овоидов с микропегматитовыми оторочками, преобладающими в этих гранитах, изредка встречаются овоиды с тонкими плагиоклазовыми, по всей вероятности альбитовыми, оболочками. Часто микропегматитовая структура определяется микроскопически по мелким, густо прорастающим выделениям кварца.

Микропегматитовая структура наблюдается то в виде крупных червеобразных прорастаний кварца внутри полевых шпатов, то в виде микропегматитовых оторочек, окаймляющих зерна полевых шпатов и кварца (фото 42). При этом нарастание микропегматитовых оторочек, как правило, превышает окаймляемое ядро. В некоторых случаях микропегматитовая структура слабо развита, наблюдается лишь в виде округлых капле- или червеобразных одновременно погасающих зерен кварца, включенных в полевые шпаты, подобно пойкилитовым вросткам.

Минеральный состав: калинатровые полевые шпаты, кварц, плагиоклазы, биотит, рудные (черные) минералы, флюорит, апатит, циркон, вторичные минералы.

Калинатровые полевые шпаты в большинстве своем покрыты буроватым пелитоморфным веществом, затрудняющим и искажающим измерение оптических констант; они преобладают над всеми остальными минералами и представлены в основном пертитовым

промежуточным микроклином; ортоклаз, как показали замеры, встречается несравненно реже микроклина и притом лишь в некоторых микроовоидах (табл. 37).

Таблица 37

Характеристика калиевых полевых шпатов из гранофировых рапакивиподобных гранитов (г. Коростень)

Гранит	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
Буровато-розовый, мелкоовоидный, гранофировый	81	8	88	⊥001	—84	Микроклин
	86	14	85	⊥001	—80	»
	10	86	82	⊥130	—	»
	84	17	74	⊥001	—80	»
Буровато-красный, малоовоидный, гранофировый (микроовоид)	62	34	70	⊥021	—74	»
	76	16	85	⊥001	—	»
	86	14	82	⊥001	—84	»
	8	84	88	⊥010	—64	Ортоклаз

Калинатровые полевые шпаты слагают небольшие порфировидные выделения (имеющие иногда форму овоидов) и более мелкие ксеноморфные зерна в основной (межовоидной) массе; зерна неправильной с неровными извилистыми краями формы, многие с пертитовой структурой, которая, однако, выражена слабее, чем у других рапакивиподобных разностей, стоящих ближе к рапакиви.

Кварц, кроме мелких различных по форме и размерам выделений, густо прорастающих полевые шпаты с образованием микропегматитовой массы, образует единичные зерна размером до 1,5—2 мм округлой и эллипсовидной формы, нередко окаймленные тонкими микропегматитовыми оторочками. В подобные, по всей вероятности реликтовые, зерна кварца нередко проникает в виде тонких вростков щелочной полевой шпат, разделяя их на мелкие части и довольно интенсивно замещая (фото 43). Кварц гранофировых гранитов имеет нормальное погасание, в единичных зернах слабоволнистое.

Плагиоклаз количественно уступает кварцу и калиевому полевому шпату, представлен олигоклазом (с 22—28% *An*), образующим зерна пластинчатой и неправильной формы размером 0,5—2 мм; иногда более мелкие пластинчатые зерна наблюдаются внутри калинатрового полевого шпата в виде сохранившихся, не полностью замещенных остатков. На некоторых зернах довольно отчетливо заметна полисинтетическая двойниковая структура. Многие зерна плагиоклаза пелитизированы и испещрены мелкими серицитовыми чешуйками.

Биотит (визуально не более 3—5%) образует пластинки с неровными краями и мелкие чешуйки зеленовато-бурого и коричневого цвета. Плеохроирует от зеленовато-бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. Судя по окраске он менее железистый, чем биотит описанных выше гранитов. Отдельные пластинки частично, ре-

Таблица 38

Химический состав гранофировых рапакивиподобных гранитов, %

Компонент	126	127	128	129	130	131
SiO_2	71,56	71,65	72,30	72,58	75,41	72,70
TiO_2	0,37	—	0,27	0,29	0,30	0,25
Al_2O_3	13,73	14,08	12,98	13,69	12,42	13,38
Fe_2O_3	0,96	1,37	0,85	0,15	1,18	0,90
FeO	2,01	2,18	1,94	2,13	1,10	1,87
MnO	0,04	—	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	0,45	0,05	0,51	0,36	0,09	0,29
CaO	0,84	0,66	0,84	0,70	0,93	0,79
BaO	0,01	—	—	0,04	Не обн.	0,01
Na_2O	2,97	3,15	3,10	3,00	2,80	3,00
K_2O	5,74	6,12	5,87	5,50	5,63	5,77
P_2O_5	0,11	—	0,07	0,03	—	0,04
S	0,06	—	Не обн.	0,02	—	0,02
F	0,10	—	0,21	0,14	—	0,09
H_2O^-	0,19	0,84	0,18	0,44	0,44	0,21
H_2O+	0,62		0,72	0,68	—	0,53
$O_2 - F + S$	—0,07	—	—0,09	—0,07	—	—0,04
Сумма	99,69	100,10	99,79	99,72	100,33	99,84
$F_{общ}$	78,4	97,8	75,0	79,4	93,5	86,0
ρ, г/см³	2,662	—	2,625	2,623	—	—

Примечание. *Гранит:* 126 — буровато-красный, малоовоидный, биотитовый, г. Коростень, карьер (аналитик Б. Мирская); 127 — красно-розовый, слабопорфировидный, биотитовый, г. Коростень [23]; 128 — буровато-розовый, мелкоовоидный, биотитовый, г Коростень (аналитик Б. Мирская); 129 — буровато-красный, мелкоовоидный, биотитовый, в 7 км юго-западнее г. Коростеня, Могилянский карьер (аналитик Б. Мирская); 130 — г. Коростень [163]; 131 — гранофировый среднее из 5 анализов).

же полностью, замещены хлоритом и гидрослюдами. Совместно с биотитом часто наблюдаются рудные и акцессорные минералы.

Рудные минералы представлены ильменитом, образующим мелкие игольчатые и удлиненно-округлые выделения, и магнетитом; количество обоих минералов небольшое, менее 1 %.

Таблица 39

Числовые характеристики гранофировых рапакивиподобных гранитов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	*s*	*a*	*c*	*b*	*a'*	*f'*	*m'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
126	79,6	14,4	0,9	5,1	33,8	51,9	14,3	43,5	0,3	15,6	29,5	16,0
127	79,3	15,3	0,7	4,7	33,8	64,8	1,4	43,5	—	22,5	27,3	21,8
128	80,7	15,0	0,9	3,4	4,0	72,0	24,0	44,6	0,2	20,0	30,5	16,6
129	80,5	14,1	0,8	4,6	43,5	44,9	11,6	45,3	0,3	2,9	32,0	17,6
130	82,9	13,7	1,1	2,3	11,4	82,9	5,7	43,3	0,3	40,0	37,3	12,6
131	80,7	14,5	0,9	3,9	27,1	62,7	10,2	44,0	0,2	20,3	31,5	16,0

* См. примечание к табл. 38.

Среди акцессориев чаще встречается флюорит в виде мелких зерен в промежутках между другими минералами, бесцветный, размер зерен не превышает 0,05—0,1 мм. Реже наблюдаются мелкие кристаллики апатита и циркона.

Вторичные минералы (2—3%) представлены гидрослюдами, хлоритом, карбонатом, серицитом, пелитоморфным веществом.

Числовые характеристики (табл. 39), рассчитанные по данным химических анализов (табл. 38), показали, что гранофировые граниты г. Коростеня и с. Могильно пересыщены глиноземом. По химическим особенностям — повышенной железистости при малом содержании магнезии, по сумме щелочных элементов и определенному их соотношению — эти граниты подобны рапакиви, от которых отличаются повышенным содержанием кремнезема.

Граниты безовоидные амфибол-биотитовые

В отличие от других рапакивиподобных гранитов, граниты данной разновидности в большинстве своем неравнозернистые и безовоидные, преимущественно биотитовые с незначительной примесью роговой обманки.

Кроме давно известных выходов у с. Степановки (на р. Жереве), такие граниты были встречены поисковыми и картировочными буровыми скважинами Житомирской экспедиции на нескольких участках плутона: между селами Игнатполем и Народичами, Вязовкой и Россоховским, в Малинском массиве, на юге плутона — в окрестностях сел Ивановичи — Грушки.

Граниты с. Степановки (р. Жерева) впервые были описаны Б. А. Поповым [220] всего по одному образцу, переданному ему П. Я. Армашевским, впервые установившим выходы этих гранитов. Отмечая большое сходство степановского гранита с некоторыми более равномернозернистыми разновидностями финляндского рапакиви и не располагая достоверными данными о принадлежности этого гранита к южнорусскому рапакиви, он все же отметил его близость к последнему по общему минеральному составу и развитию отдельных слагающих минералов, а также по исключительному идиоморфизму кварца.

Макроскопически изученные граниты представляют собой серовато-зеленовато-розовые и серовато-бледно-розовые, серовато-мясо-красные неравномернозернистые, преимущественно крупнозернистые, безовоидные или почти безовоидные массивные породы (фото 44, 45). Розовая и мясо-красная окраска гранитов обусловлена калинатровыми полевыми шпатами, слагающими нередко довольно крупные (1,5—2,5 см) выделения, придающие породе слабопорфировидный облик; форма их выделений округлая и неправильно овоидная, иногда пластинчатая со слегка округленными углами. Граниты содержат обильные выделения темно-серого почти черного идиоморфного кварца, густо прорастающие полевые шпаты, среди которых нередко встречаются мелкие выделения

бледно-зеленого плагиоклаза. Большинство щелочных полевых шпатов не имеют оболочек. В исключительно редких случаях мелкие агрегатные скопления плагиоклаза сгруппированы вокруг отдельных более крупных выделений щелочного полевого шпата подобно тонким плагиоклазовым оболочкам. На пришлифованной поверхности гранита (фото 46) видны несколько небольших овоидоподобных выделений калинатровых полевых шпатов с тонкими плагиоклазовыми оболочками, иногда сплошными, но чаще прерывистыми и недоразвитыми. При более внимательном рассмотрении таких поверхностей гранита иногда удается наблюдать мелкие выделения бледно-зеленого плагиоклаза внутри щелочного полевого шпата, по-видимому, заместившего с краев реликтовые зерна плагиоклаза.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, неравнозернистая с размером зерен от 0,3—0,5 до 4—5 мм, отдельные зерна достигают 7—8 и даже 10 мм (фото 47, 48).

Минеральный состав: калинатровые полевые шпаты, кварц, плагиоклазы, биотит, роговая обманка, рудные (черные) минералы, флюорит, циркон, апатит, вторичные минералы (табл. 40).

Калинатровые полевые шпаты преобладают над всеми минералами и слагают почти половину горной массы гранитов. Они представлены пертитовым промежуточным микроклином и реже встре-

Таблица 40

Минеральный состав безовоидных рапакивиподобных гранитов, %

Гранит	Место взятия пробы	Минералы							
		Калиевый полевой шпат	Кварц	Плагиоклаз	Биотит	Роговая обманка	Рудные	Акцессорные	Вторичные
Серовато-зеленовато-розовый, крупнозернистый, безовоидный	Правый берег р. Жерева, с. Степановка	50,2	24,5	19,8	3,3	1,4	0,3	0,2	0,3
		50,5	26,8	18,2	2,7	1,3	0,2	0,1	0,2
		49,0	25,5	19,0	3,9	2,0	0,3	0,2	0,1
Среднее		49,9	25,6	19,0	3,3	1,6	0,3	0,1	0,2
Зеленовато-бледно-розовый, средне-крупно-зернистый, безовоидный	Левый берег р. Ужа, с. Тартак	49,2	26,2	20,1	2,8	0,9	0,3	0,3	0,2
		47,6	24,7	20,0	3,6	3,1	0,6	0,2	0,2
		49,6	20,2	21,8	5,6	2,0	0,3	0,3	0,2
		50,8	23,3	18,5	5,0	1,4	0,3	0,3	0,4
Среднее		49,3	23,6	20,1	4,3	1,8	0,4	0,3	0,2
Серовато-мясо-красный, крупнозернистый, слабопорфировидный, почти безовоидный	Емельяновский карьер	49,7	27,2	17,5	4,1	0,5	0,4	0,3	0,3
		50,8	29,1	15,4	3,0	0,8	0,2	0,5	0,2
		47,4	25,9	15,5	8,4	1,4	0,2	0,7	0,5
		49,3	27,1	14,3	6,1	2,0	0,3	0,5	0,4
		50,4	27,5	17,8	2,0	1,0	0,3	0,5	0,5
Среднее		49,5	27,4	16,1	4,7	1,1	0,3	0,5	0,4

Таблица 41

Характеристика калиевых полевых шпатов из безовоидных рапакивиподобных гранитов

Гранит	Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
Крупнозернистый, амфибол-биотитовый	Правый берег р. Жерева, с. Степановка	79	12	81	⊥ (001)	—84	Микроклин
		83	13	77	⊥ (001)	—80	»
		77	14	84	⊥ (001)	—68	»
		88	10	80	⊥ (001)	—82	Ортоклаз
		90	11	79	⊥ (001)	—80	»
		88	7	85	⊥ (001)	—72	»
Среднезернистый, амфибол-биотитовый	Правый берег р. Ужа, с. Тартак	79	9	86	⊥ (001)	—66	Микроклин
		11	80	86	⊥ (130)	—60	»
		85	5	88	⊥ (001)	—66	Ортоклаз
Крупнозернистый, слабопорфировидный, амфибол-биотитовый	Емельяновский карьер	85	16	72	⊥ (001)	—86	Микроклин
		75	14	83	⊥ (001)	—72	»
		86	8	86	⊥ (001)	—74	»
		75	16	82	⊥ (001)	—60	»
		85	9	81	⊥ (001)	—82	Ортоклаз
		86	10	81	⊥ (001)	—80	»
		90	2	89	⊥ (001)	—64	»

чающимся ортоклазом (табл. 41). Калинатровые полевые шпаты слагают довольно крупные ксеноморфные зерна нередко с решетчатой структурой, маскируемой многочисленными пертитовыми вростками, имеющими форму тонких ветвящихся волокон и искривленных лент; более крупные из них тонко сдвойникованы с одинаковой ориентировкой двойников в пределах одного зерна. Некоторые зерна значительно альбитизированы с образованием шахматного и каемочного альбита. Нередко внутри зерен калинатрового полевого шпата наблюдаются мелкие, по всей вероятности реликтовые, зерна плагиоклаза, средние части некоторых из них испещрены очень мелкими серицитовыми чешуйками, а краевые сложены новообразованным альбитом.

Кварц слагает от 20 до 29—30% массы гранитов, образуя идиоморфные выделения и агрегатные скопления темно-серого почти черного цвета. Под микроскопом, кроме кварца, более идиоморфного по отношению к щелочным полевым шпатам и образующего довольно крупные в большинстве округлые зерна с нормальным погасанием, изредка встречаются мелкие выделения внутри калинатрового полевого шпата, напоминающие «снаружи вогнутый» кварц рапакиви. На единичных зернах кварца слабо выражено агрегатное погасание.

Плагиоклазы также являются главными породообразующими минералами, слагая около 16—20% массы гранита. В большинстве самостоятельных зерен представлены олигоклазом с 15—28% *An* (табл. 42). В подчиненном количестве встречается альбит, заместивший микроклин мелкими зернами, а также слагающий пертитовые вростки. Единичные зерна выявляют слабое зо-

Таблица 42

Характеристика плагиоклазов из безовоидных рапакивиподобных гранитов

Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Двойниковая ось, плоскость спайности	Закон двойникования	*2V*	% *An*
Левый берег р. Ужа, с. Тартак	3	88	88	⊥ (010)	Альбитовый	—80	18
	79	14	83	⊥ (001)	—	—60	24
	2	87	89	⊥ (010)	Альбитовый	—82	17
Правый берег р. Жерева, с. Степановка	16	78	81	⊥ (010)		—70	10
	88	6	87	⊥ (001)	—	—	18
	82	7	88	⊥ (001)	—	—	27
Емельяновский карьер	12	80	81	⊥ (010)	Альбитовый	—	10
	82	11	78	⊥ (001)	—	+82	15
	84	6	80	⊥ (010)	Альбитовый	+80	20
	81	12	84	⊥ (001)	—	+74	24
	77	15	86	⊥ (001)	—	—72	28
	14	80	79	⊥ (010)	Альбитовый	—60	32
Емельяновский карьер (пертитовые вростки)	16,5	74	87	⊥ (010)	»	—	7
	13	76	87	⊥ (010)	»	—	5

нальное строение с кислым андезином в ядре и олигоклазом с альбитом по краям. На многих зернах слабо заметна двойниковая полисинтетическая штриховка. Более основные участки плагиоклазов пелитизированы и испещрены тонкими серицитовыми чешуйками.

Биотит — главный темноцветный минерал, преобладает над роговой обманкой. Содержание его в гранитах не превышает 4—5%. Встречается в виде довольно крупных (3—4 мм) пластинчатых выделений с неровными краями и более мелких (0,5—1 мм) чешуек и листиков в парагенезисе с роговой обманкой, рудными и акцессорными минералами. Плеохроирует от зеленовато-бурого и темно-бурого по *Ng*, бурого и желтовато-бурого по *Nm* до соломенно-желтого по *Np*. Биотит сильно железистый, его n_m изменяется от 1,678 до 1,687 (±0,003). Нередко довольно интенсивно развивается по роговой обманке и содержит мелкие включения рудных и акцессорных минералов.

Содержание роговой обманки в граните не превышает 1,5%. Она образует пластинчатые зерна размером 0,5—1 мм и более мелкие выделения неправильной формы; в некоторых зернах буровато-зеленая с синеватым оттенком по краям и вдоль спайности прикраевых участков; плеохроирует от буровато-зеленого по *Ng* до желтовато-зеленого по *Np*; $2V = -(52—56)°$, $cNg = 18—22°$, в синевато-зеленых участках $2V = -(45—48)°$.

Рудные минералы образуют мелкие неправильной формы выделения в срастании с темноцветными минералами, представлены ильменитом и подчиненным магнетитом.

Из акцессорных минералов наиболее характерен флюорит, размер зерен которого иногда достигает 0,7—1 мм; форма их

неправильная, обусловленная очертаниями других более идиоморфных минералов; в большинстве зерен бесцветный с отчетливыми линиями октаэдрической спайности; чаще встречается в ассоциации с темноцветными минералами. Циркон представлен мелкими рельефно выделяющимися кристаллами, часто расположенными внутри темноцветных минералов с характерными плеохроичными двориками, лучше заметными в биотите; отмечаются отдельные кристаллы с зональным строением и слегка изотропизированные. Апатит встречается в виде тонких короткопризматических кристаллов вместе с темноцветными минералами.

Вторичные минералы — серицит, карбонат, гидрослюды, иногда иддингсит, хлорит, пелитоморфное вещество.

Таблица 43

Химический состав безовоидных рапакивиподобных гранитов, %

Компонент	132	133	134	135	136	137
SiO_2	71,44	72,73	72,74	75,16	76,04	73,62
TiO_2	0,36	0,29	0,36	0,19	0,18	0,28
Al_2O_3	13,24	12,56	12,24	12,56	12,23	12,57
Fe_2O_3	0,64	0,73	1,41	0,16	0,92	0,77
FeO	2,02	1,87	2,38	1,65	1,50	1,88
MnO	0,05	0,04	0,07	0,02	0,03	0,04
MgO	0,54	0,53	0,30	0,33	0,24	0,39
BaO	0,03	—	—	0,03	—	0,01
CaO	1,54	1,31	1,11	1,38	0,41	1,15
Na_2O	3,00	3,36	0,54	3,28	0,86	3,41
K_2O	5,65	5,78	5,53	4,55	4,62	5,23
P_2O_5	0,06	0,11	0,07	0,11	0,04	0,08
S	—	0,04	—	0,03	—	0,01
F	0,15	0,08	0,15	0,14	0,08	0,12
H_2O^-	0,22	0,04	—	0,02	—	0,06
H_2O+	0,83	0,76	0,52	0,69	0,36	0,63
$O_2 - F + S$	—0,06	—0,05	—0,06	—0,08	—0,03	—0,06
Сумма	99,71	100,17	100,36	100,22	100,48	100,19
$F_{общ}$	74,0	73,3	88,1	75,0	86,8	78,6
ρ, г/см^3	2,741	2,646	—	2,633	—	—

Примечание. *Гранит:* серовато-зеленовато-розовый, среднезернистый, левый берег р. Ужа, с. Верхний Тартак (аналитик Б. Мирская); 133 — серовато-зеленовато-розовый, крупнозернистый, правый берег р. Жерева, с. Степановка (аналитик А. Стеценко); 134 — то же, кустарная каменоломня (анализ А. Я. Мочалова); 135 — серовато-мясо-красный, крупнозернистый, Емельяновский карьер (аналитик А. Стеценко); 136 — мясо-красный, крупнозернистый, Емельяновский карьер (анализ А. Я. Мочалова); 137 — рапакивиподобный (среднее из 5 анализов).

Результаты химических анализов (табл. 43) и их пересчетов (табл. 44) показывают, что эти граниты, подобно другим описанным разновидностям рапакивиподобных гранитов, характеризуются несколько повышенным содержанием кремнезема, увеличивающимся в чисто биотитовых разностях, малым содержанием магнезии; при почти таком же суммарном содержании оксидов щелочных элементов намечается выравнивание их молекулярных количеств.

Таблица 44

Числовые характеристики безовоидных рапакивиподобных гранитов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	s	a	c	b	a′	c′	f′	m′	n	t	φ	Q	a/c
132	80,3	14,5	1,4	3,8	—	10,7	66,1	23,2	44,4	0,3	14,3	30,2	10,3
133	80,4	15,1	0,6	3,9	—	23,7	55,9	20,4	46,5	0,2	13,6	30,0	25,1
134	79,8	15,0	0,4	4,8	—	19,2	71,2	9,6	49,1	0,3	24,6	28,8	37,7
135	83,0	13,3	1,5	2,2	—	3,0	72,7	24,3	52,0	0,2	6,0	37,9	8,8
136	82,4	14,3	0,4	2,9	13,6	—	75,0	11,4	55,4	0,2	27,3	35,8	35,7
137	81,3	14,6	0,9	3,2	—	14,3	67,3	18,4	50,0	0,2	16,3	32,5	16,2

* См. примечание к табл. 43.

Таким образом, по текстурно-структурным особенностям, минеральному и химическому составам эта разновидность рапакивиподобных гранитов ближе других к гранитам третьей подгруппы — чисто биотитовым безовоидным, с которыми связана постепенными переходами.

Граниты безовоидные биотитовые

К третьей подгруппе гранитов рапакиви относятся безовоидные биотитовые граниты нижнего течения р. Тростяницы, так называемые рихтинские граниты.

Крупнозернистые безовоидные биотитовые граниты известны на двух участках — в обнажениях вдоль р. Тростяницы, ниже бывшего хут. Рихты, и между селами Будиловкой и Новыми Будами у р. Возни, где они вскрыты в 1956 г. скв. 960 Западноукраинской геологической экспедиции.

В условиях почти полностью закрытого района по единичным обнажениям, отстоящим друг от друга на 0,2—0,5 км, невозможно достоверно оконтурить участок развития этих гранитов. В. С. Соболев [236], впервые их описавший и придававший им особое значение по геологическому положению, наблюдал непосредственный переход настоящего рапакиви к гранитам, лишенным овоидов, т. е. к крупнозернистым биотитовым гранитам.

При таких соотношениях вряд ли правильно говорить об обособленности района развития крупнозернистых безовоидных гранитов. Более достоверным представляется наличие в крупноовоидном рапакиви сравнительно небольших участков крупнозернистых безовоидных гранитов, связанных с ними постепенными переходами.

Макроскопически эти граниты красно-розовые, крупнозернистые, иногда слегка порфировидные с обильными выделениями темно-серого, почти черного, кварца и незначительным содержанием биотита. Размер зерен кварца нередко достигает 3—5 и даже 7—8 мм. Черные в большинстве изометричные зерна кварца,

располагаясь в промежутках между выделениями красно-розового калинатрового полевого шпата, нередко образуют вокруг последних прерывистые цепочечные агрегаты. Изредка в граните наблюдаются мелкие выделения бледно-зеленого плагиоклаза.

Структура гранитов, как правило, гипидиоморфнозернистая (фото 49), гранитная, размер зерен от 0,5—0,8 до 5—6 мм, иногда до 8—10 мм.

Минеральный состав: калинатровые полевые шпаты, кварц, плагиоклаз, биотит, рудные (черные) минералы, флюорит, циркон, вторичные минералы.

Калинатровые полевые шпаты преобладают над остальными минералами, представлены в основном микроклин-пертитом, в котором решетчатая структура часто замаскирована грубо пертитовым строением. Пертитовые вростки альбита в щелочных полевых шпатах имеют форму тонких, нередко расслоенных и ветвящихся волокон, искривленных и узловатых полосок, обычно проходящих через все зерно. Судя по оптической ориентировке (табл. 45), ще-

Таблица 45

Характеристика калиевых полевых шпатов из биотитовых крупнозернистых гранитов (р. Тростяница)

Образец	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
1	82	10	85	⊥ (001)	—	Микроклин
2	81	14	86	⊥ (001)	—	»
3	79	19	80	⊥ (001)	—82	»
4	87	4	89	⊥ (001)	—72	Ортоклаз

лочной полевой шпат изредка отвечает ортоклазу, количественно подчиненному микроклину.

Кварц образует субидиоморфные и аллотриоморфные зерна в большинстве с волнистым, иногда резко выраженным и даже агрегатным, погасанием. Более мелкие его включения наблюдаются в калинатровых полевых шпатах, иногда напоминая контурными очертаниями выделения «снаружи вогнутого» кварца, характерного для рапакиви и некоторых рапакивиподобных гранитов. Иногда кварц содержит мелкие скопления пузырьков газов и жидкостей, расположенных в виде тонких цепочечных обрывков.

Плагиоклаз образует небольшие самостоятельные зерна размером от 0,5—1 до 2—3 мм; форма их изометричная, иногда пластинчатая; нередко по краям плагиоклаз разъеден кварцем, проникающим внутрь его зерен в виде тонких вростков или небольших заливов. По оптическим константам плагиоклаз таких зерен соответствует олигоклазу (12—23% *An*). В некоторых зернах края плагиоклаза совершенно прозрачны, а средняя часть, как несколько более основная, испещрена пелитоморфным веществом и мелкими чешуйками серицита.

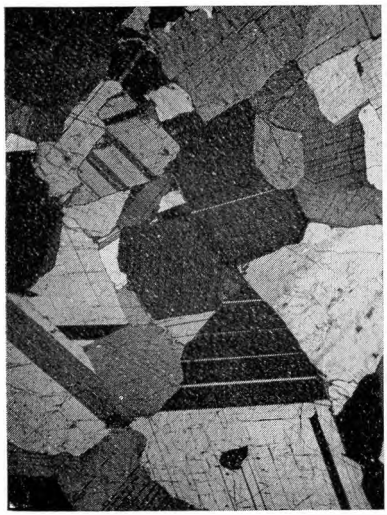


Фото 1. Панидиоморфнозернистая структура анортозита (окрестности с. Кропивни; скв. 147, гл. 39 м). Николи скрещены

Фото 2. Деформированные двойники плагиоклаза в анортозите (правый берег р. Ирши против с. Нового Бобрика; скв. 135, гл. 64 м). Николи скрещены

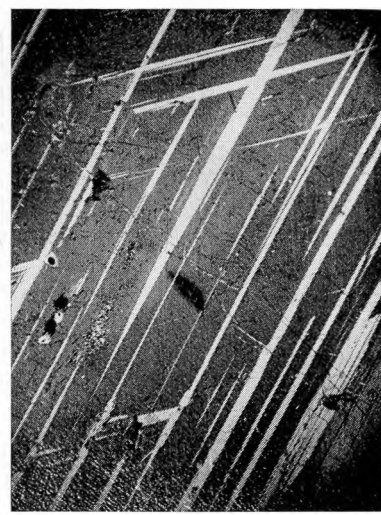


Фото 3. Келифитовая кайма клинопироксена вокруг оливина в анортозите (в 3,5 км восточнее ст. Турчинка, урочище Каменная Печь). Без анализатора

Фото 4. «Висячие» двойники плагиоклаза в габбро-анортозите (в 2,5 км восточнее с. Татарковичей; скв. 2120, гл. 55 м). Николи скрещены

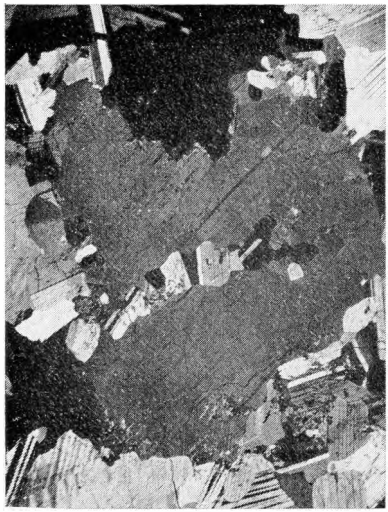


Фото 5. Перекристаллизация зерна плагиоклаза в габбро-анортозите (в 2 км юго-западнее с. Федоровки; скв. 5966, гл. 9,3 м). Николи скрещены

Фото 6. Перекристаллизация зерна плагиоклаза в габбро-анортозите (в 5 км юго-восточнее с. Чоповичей; скв. 1326, гл. 167 м). Николи скрещены

Фото 7. Перекристаллизация зерна плагиоклаза в габбро-анортозите (в 5 км юго-восточнее с. Чоповичей; скв. 1326, гл. 190,8 м). Николи скрещены

Фото 8. Прорастание гиперстена мелкими вростками клинопироксена в габбро-анортозите (в 1 км южнее с. Меленей; скв. 2, гл. 96,7 м). Николи скрещены

Фото 9. Ксеноморфные выделения пироксенов в габбро-анортозите (в 2 км западнее г. Черняхова; скв. 2613, гл. 64 м). Николи скрещены

Фото 10. Габбровая структура среднезернистого габбро (северо-западная окраина с. Фасовой; скв. 128, гл. 20 м). Николи скрещены

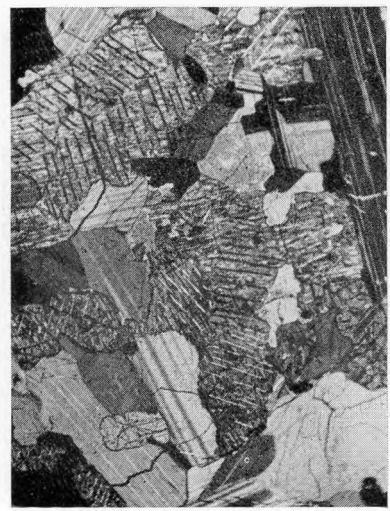


Фото 11. Габбро-офитовая структура среднезернистого габбро-норита (восточная окраина с. Рудни-Шляховой). Николи скрещены

Фото 12. Прорастание гиперстена тонкими полосками клинопироксена в габбро-норите (в 1 км западнее с. Слипчиц). Николи скрещены

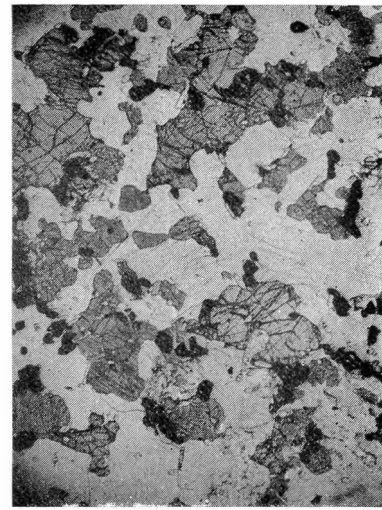
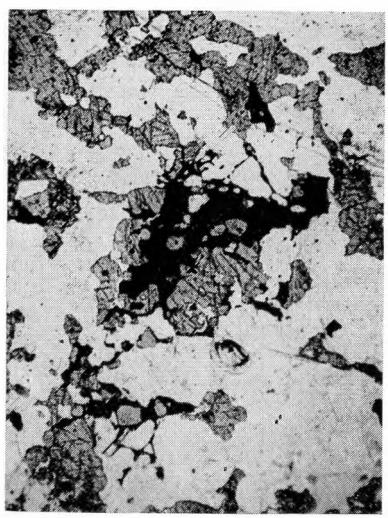


Фото 13. Каемки гиперстена вокруг зерен оливина в оливиновом габбро-норите (правый берег р. Нижней Иршицы у с. Гацковки; скв. 28, гл. 69 м). Николи скрещены

Фото 14. Ильменит (черные выделения) в оливиновом габбро (в 1,8 км северо-восточнее с. Добрыни; скв. 18, гл. 16 м). Без анализатора



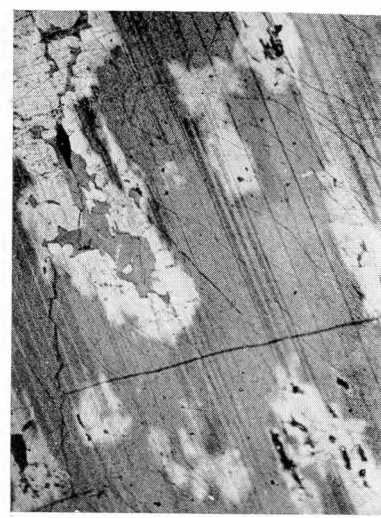
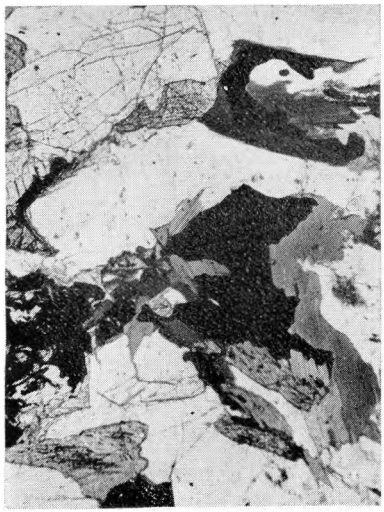


Фото 15. Титаномагнетит (черные выделения) в оливиновом габбро-норите (в 1,5 км юго-восточнее с. Березовки; скв. 5940, гл. 38 м). Без анализатора

Фото 16. Замещение лабрадора калиевым полевым шпатом в порфировидных габбро-норитах (южнее г. Володарск-Волынского; скв. 151, гл. 62,7 м). Николи скрещены



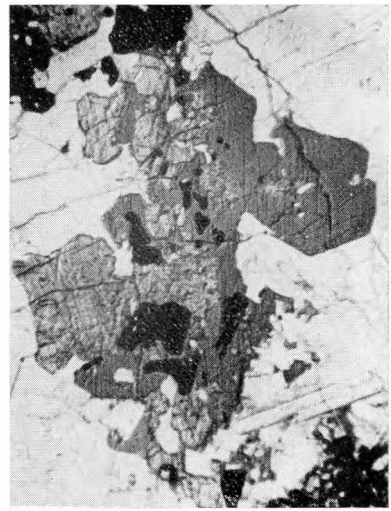


Фото 17. Обрастание титаномагнетита бурым биотитом в оливиновом габбро-норите (правый берег р. Тростяницы, с. Бучки). Без анализатора

Фото 18. Замещение клинопироксена роговой обманкой в габбро-норите (левый берег р. Ирши, в 2 км восточнее с. Шершней, скв. 284, гл. 9,5 м). Без анализатора

Фото 19. Гипидиоморфнозернистая структура кварцевого монцонита (юго-восточная окраина с. Потиевки; скв. 60, гл. 31 м). Николи скрещены

Фото 20. Остатки габбро-офитовой структуры в габбро-монците (северная окраина с. Березовки; скв. 5208, гл. 18,7 м). Николи скрещены

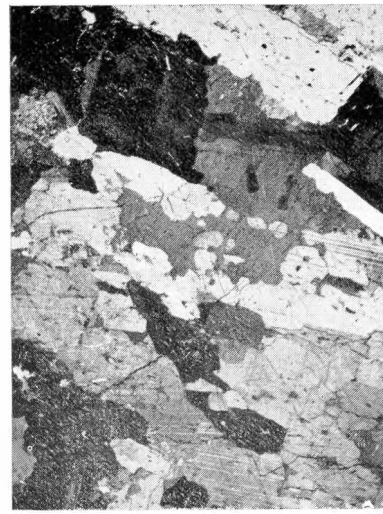
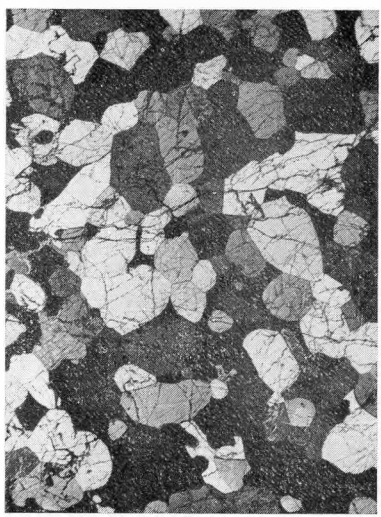


Фото 21. Замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом в габбро-монцоните (с. Рыжаны). Николи скрещены

Фото 22. Замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом в габбро-монцоните (в 3,4 км юго-восточнее с. Краевщины; скв. 5352, гл. 7,5 м). Николи скрещены



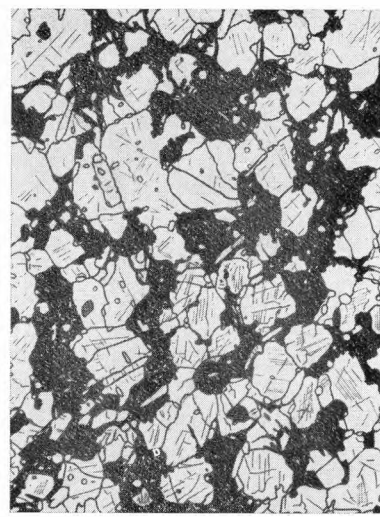


Фото 23. Панидиоморфнозернистая структура перидотита (правый берег р. Нижней Иршицы, с. Рудня-Гацковская; скв. 28, гл. 115 м). Николи скрещены

Фото 24. Сидеронитовая структура пироксенита (между селами Паромовкой и Лезниками; скв. 228, гл. 41 м). Без анализатора

Фото 25. Гипидиморфнозернистая структура биотитового гранита (скв. 39, гл. 17 м). Николи скрещены

Фото 26. Рапакиви мелкоовоидный с ксенолитом амфиболового роговика (с. Украинка; карьер МПС СССР)

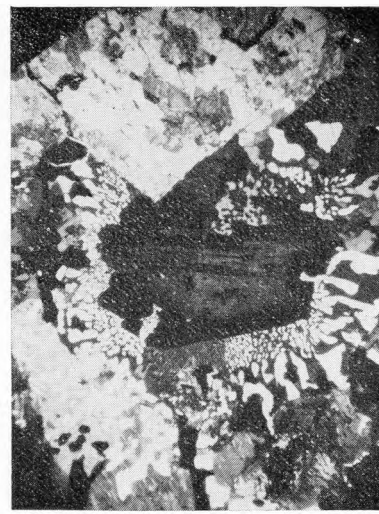


Фото 27. Микроовоид калиевого полевого шпата с плагиоклазовой оболочкой в рапакиви (в 1,5 км северо-западнее с. Курганы; скв. 5110, гл. 9,7 м). Николи скрещены

Фото 28. Плагиоклазовое ядро микроовоида в рапакиви (в 0,3 км южнее с. Роговки; скв. 5009, гл. 24,5 м). Николи скрещены

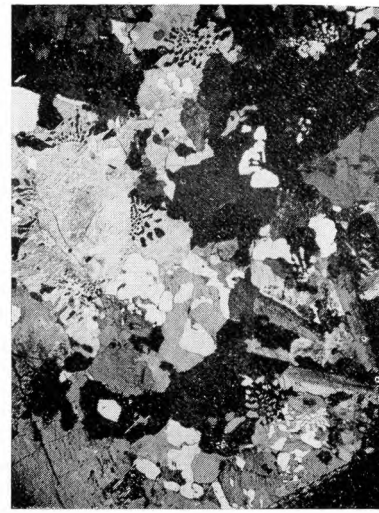


Фото 29. Микроовоид зонального плагиоклаза в рапакиви (в 1,5 км северо-восточнее с. Давидовки; скв. 5922, гл. 22 м). Николи скрещены

Фото 30. Реликты субофитовой структуры в мелкоовоидном рапакиви (в 7 км юго-западнее г. Коростеня; Щорсовский карьер). Николи скрещены

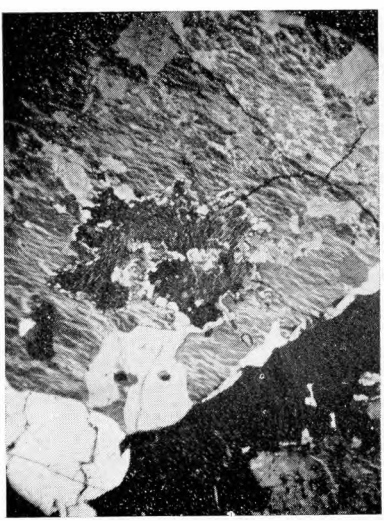


Фото 31. Тонкая каемка альбита (белая) вокруг мелкого зерна микроклин-пертита (в 1,5 км северо-западнее с. Курганов; скв. 5110, гл. 26,7 м). Николи скрещены

Фото 32. Кварц «снаружи вогнутый» (по Б. А. Попову) в рапакиви (в 1,5 км юго-западнее с. Лисок; скв. 5885, гл. 5 м). Николи скрещены

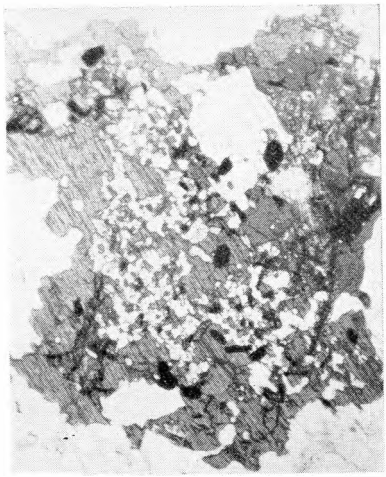
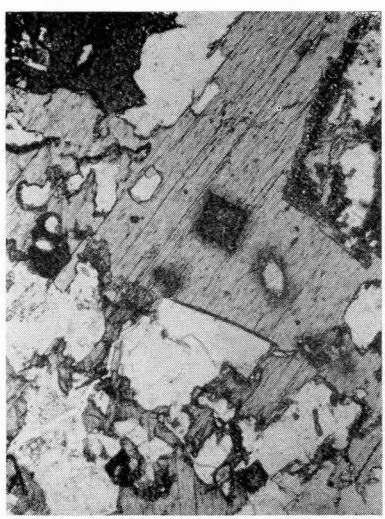


Фото 33. Скелетная структура роговой обманки (мелкие вростки кварца, белое, и флюорита) в мелкоовоидном рапакиви (в 1,5 км северо-восточнее с. Михайловки; скв. 5130, гл. 51,8 м). Без анализатора

Фото 34. Волокнистый пучек амфибола грюнеритового типа в кварце мелкоовоидного рапакиви (в 0,5 км южнее с. Роговки; скв. 5009, гл. 26,8 м). Без анализатора



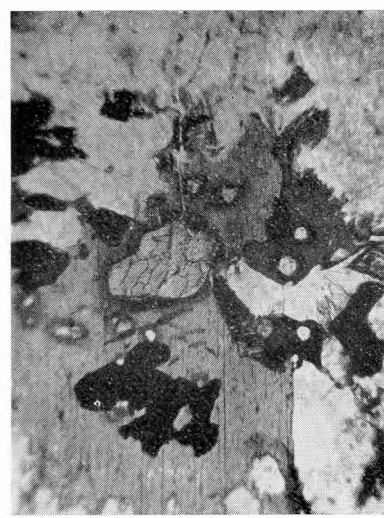
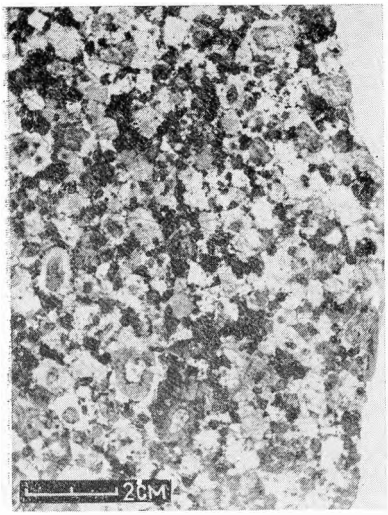


Фото 35. Зерна циркона в биотите рапакивиподобного гранита (в 0,8 км севернее с. Заньков; скв. 1550, гл. 44 м). Без анализатора

Фото 36. Зерно (серцевидное) ортита в биотите рапакивиподобного гранита (в 0,8 км севернее с. Заньков; скв. 1550, гл. 44 м). Без анализатора



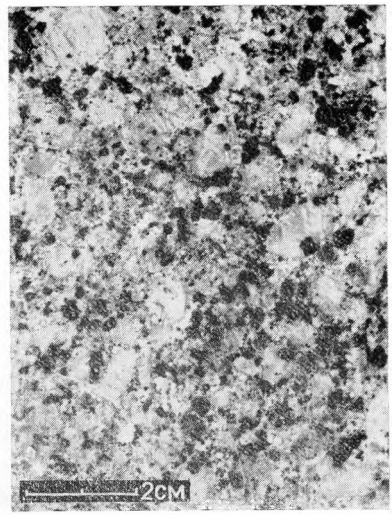


Фото 37. Гранит биотит-амфиболовый, рапакивиподобный (Березовский карьер)

Фото 38. Гранит биотит-амфиболовый, рапакивиподобный (Закусиловская каменоломня)

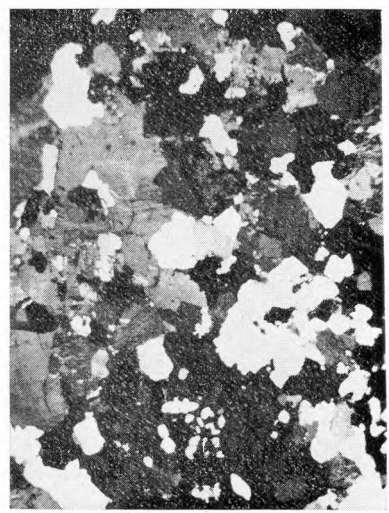


Фото 39. Структура амфибол-биотитового рапакивиподобного гранита (с. Вязовка). Николи скрещены

Фото 40. Структура амфибол-биотитового рапакивиподобного гранита (с. Охотовка). Николи скрещены

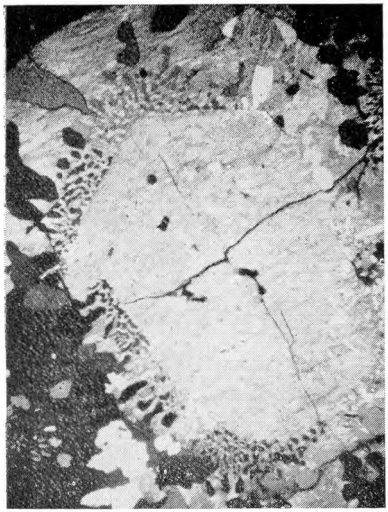
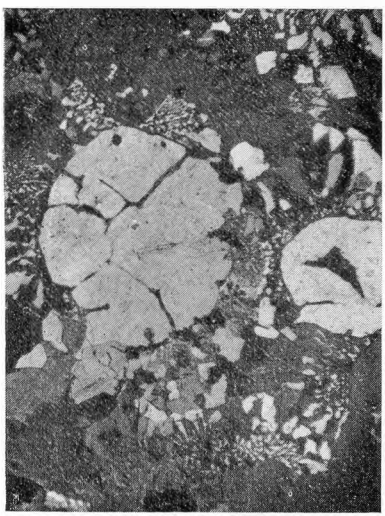


Фото 41. Микроовоид калиевого полевого шпата с микропегматитовой оторочкой рапакивиподобного гранита (в 1,5 км севернее с. Челновой; скв. 5126, гл. 12 м). Николи скрещены

Фото 42. Структура гранофирового гранита (Коростенский действующий карьер). Николи скрещены



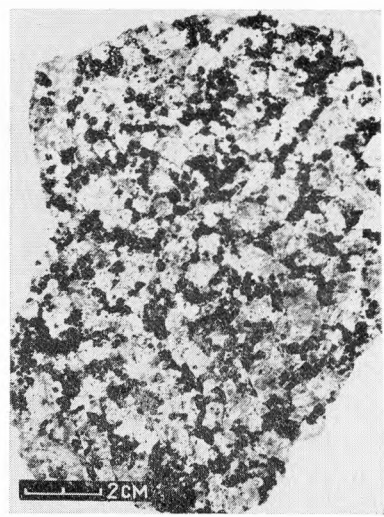
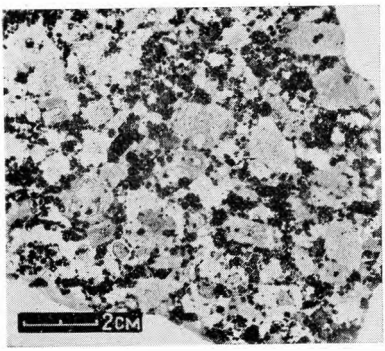


Фото 43. Зерно кварца, замещенное по трещинам калиевым полевым шпатом в гранофировом граните (г. Коростень). Николи скрещены

Фото 44. Гранит амфибол-биотитовый, рапакивиподобный (с. Степановка, р. Жерев)



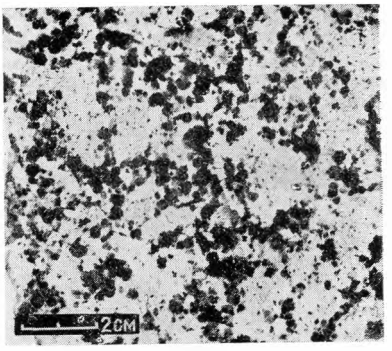
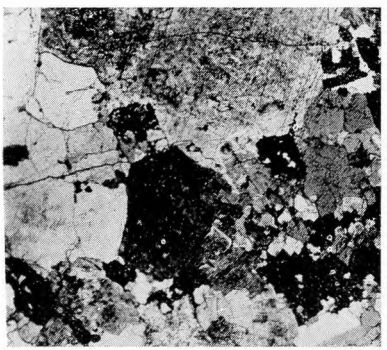


Фото 45. Гранит амфибол-биотитовый, рапакивиподобный (Емельяновский карьер)

Фото 46. Гранит биотитовый, рапакивиподобный (р. Тростяница, в 0,8 км ниже устья р. Рихты)



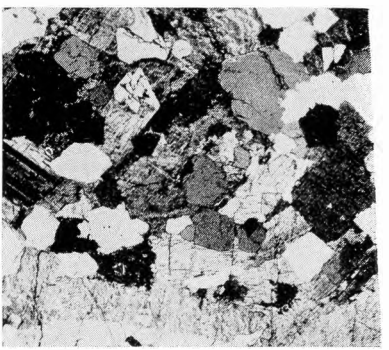
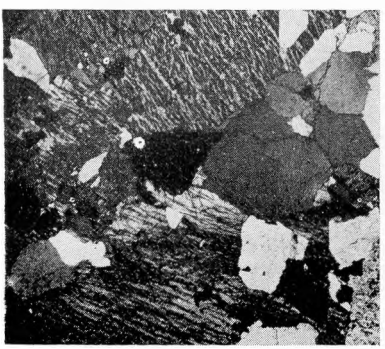


Фото 47. Структура рапакивиподобного гранита (с. Степановка, р. Жерев). Николи скрещены

Фото 48. Структура рапакивиподобного гранита (Емельяновский карьер). Николи скрещены



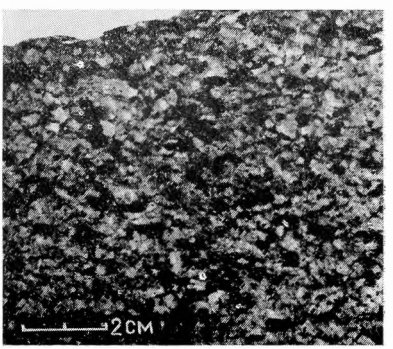
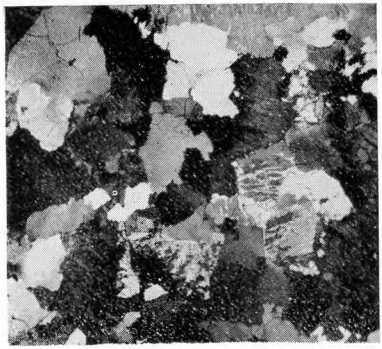


Фото 49. Структура биотитового гранита (р. Тростяница). Николи скрещены

Фото 50. Гранит биотитовый (Лезниковский карьер)



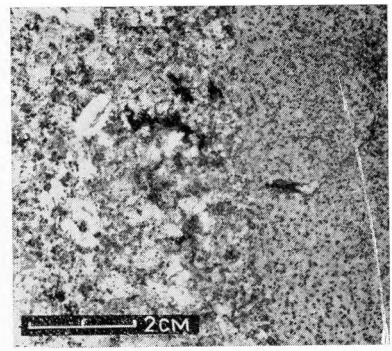
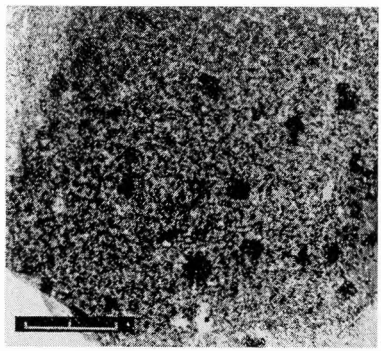


Фото 51. Структура биотитового (лезниковского) гранита. Николи скрещены

Фото 52. Контакт мелкозернистого биотитового гранита с рапакивиподобным биотит-амфиболовым гранитом (Острівская каменоломня)



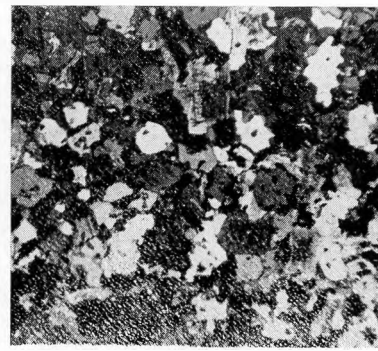
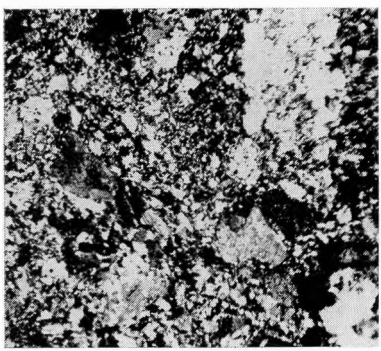


Фото 53. Гранит мелкозернистый биотитовый (левый берег р. Ужа, с. Пугачевка)

Фото 54. Структура мелкозернистого биотитового гранита (с. Боровицы). Николи скрещены



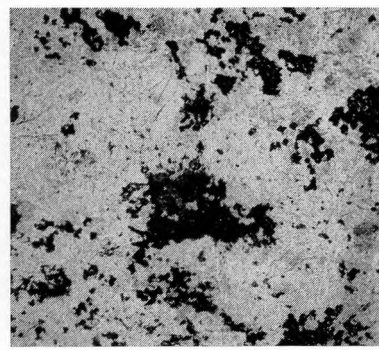
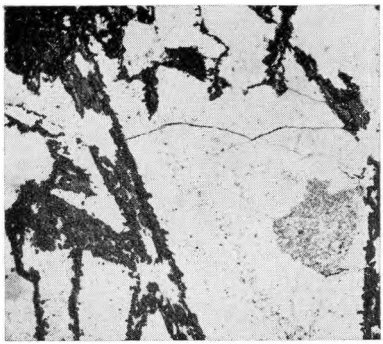


Фото 55. Сиенит эгириновый (севернее с. Михайловки). Николи скрещены

Фото 56. Формы выделений эгирина в сиените (в 4 км юго-восточнее с. Шершней; скв. 1319, гл. 108 м). Без анализатора



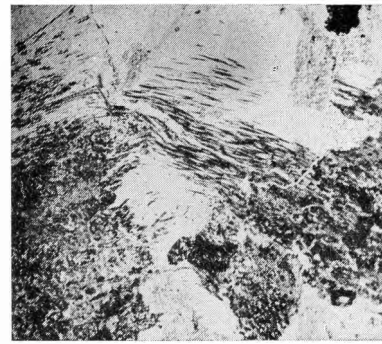


Фото 57. Кристаллы эгирина в кварцевом эгириновом сиените (левый берег р. Ужа, восточная окраина с. Дедковичей. Без анализатора

Фото 58. Тонкопластинчатые выделения щелочного амфибола в сиените (в 2 км западнее с. Млинов; скв. 1, гл. 45 м). Без анализатора

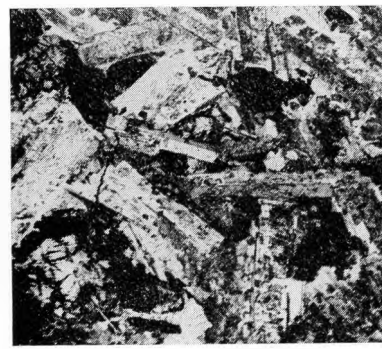


Фото 59. Структура мелкозернистого габбро-диабаза (западная окраина с. Шадуры; скв. 410, гл. 153 м)

Фото 60. Структура среднезернистого габбро-диабаза (в 3 км северо-западнее с. Звиздаля; скв. 198, гл. 73 м)

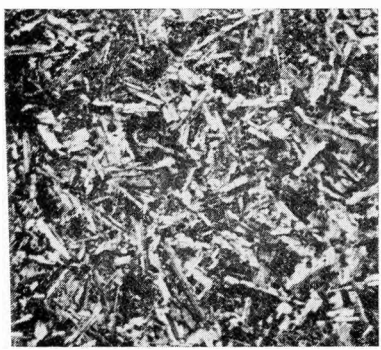


Фото 61. Структура мелкозернистого диабаза (юго-западная окраина с. Неража; скв. 321, гл. 15 м). Николи скрещены

Фото 62. Структура кварцевого диабаза (в 1,5 км юго-восточнее с. Березовки; скв. 5915, гл. 28,5 м). Николи скрещены

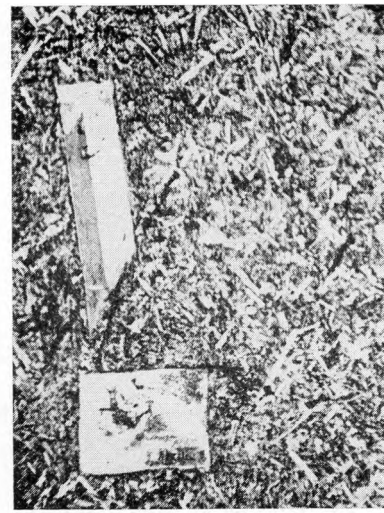


Фото 63. Диабазовый порфирит дайки (с. Михайловка)

Фото 64. Структура диабазового порфирита (в 1 км севернее с. Ставков; скв. 5184, гл. 40,9 м). Николи скрещены

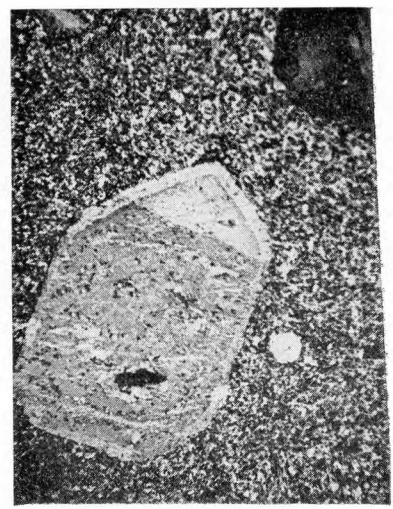


Фото 65. Структура основной массы диабазового порфирита (в 1 км севернее с. Ставков; скв. 5184, гл. 38 м). Николи скрещены

Фото 66. Порфировые выделения плагиоклаза и полигональность щелочного полевого шпата с каемкой в мелкозернистой основной массе ортофира (с. Крук). Николи скрещены

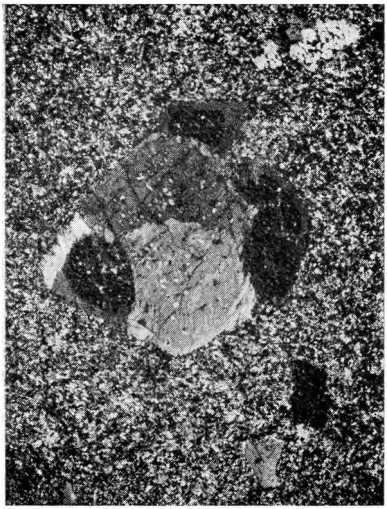


Фото 67. Гломеропорфировая структура вкрапленника в ортофире (с. Крук). Николи скрещены

Фото 68. Порфировый щелочной полевой шпат в основной массе ортофира (северная окраина с. Роговки; скв. 5071, гл. 28 м). Николи скрещены

Фото 69. Гранит-порфир (в 0,8 км западнее с. Андреева; скв. 1322, гл. 127,8 м). Николи скрещены

Фото 70. Гранит-порфир (в 1,5 км южнее с. Давыдовки; скв. 5926, гл. 30 м). Николи скрещены

Содержание биотита в среднем не превышает 3%, достигая на отдельных участках 4—5%. Биотит образует мелкие пластинки длиной 0,5—0,8 мм зеленовато-бурого и грязно-бурого цвета со слабо выраженным плеохроизмом вследствие его гидратации и частичной хлоритизации. Нередко края пластинок зазубрены и изъедены щелочными полевыми шпатами. Биотит содержит фтор и незначительное количество магния (табл. 46, ан. 142). Показатель преломления его изменяется в пределах 1,676—1,682 (±0,002). Общая железистость биотита по показателю преломления — 83, а по химическому анализу — 90,6.

Рудные минералы представлены ильменитом (мелкие шестоватые кристаллы и менее правильные каплевидные выделения) и магнетитом (мелкие агрегатные скопления).

Флюорит образует очень мелкие (0,08—0,2 мм) зерна в полевых шпатах, а иногда и более крупные ксеноморфные зерна (1—1,5 мм), заполняющие промежутки между кварцем и полевым шпатом.

Циркон встречается в виде мелких зерен и кристалликов бипирамидального облика в биотите и полевых шпатах, кварце, изредка имеет зональное строение.

Данные химического анализа (табл. 46) и числовые характеристики (табл. 47) крупнозернистых биотитовых гранитов пока-

Таблица 46

Химический состав безовоидных биотитовых гранитов группы рапакиви, %

Компонент	138	139	140	141	142
SiO_2	74,25	76,08	76,16	75,50	34,32
TiO_2	0,24	0,22	0,16	0,21	2,19
Al_2O_3	12,53	11,26	11,46	11,75	15,90
Fe_2O_3	0,70	1,13	0,84	0,89	5,06
FeO	1,72	1,31	1,42	1,48	26,68
MnO	0,02	0,03	0,02	0,02	0,35
MgO	0,07	0,18	0,38	0,21	1,88
BaO	—	0,04	0,03	0,02	—
CaO	1,05	0,66	0,70	0,80	0,57
Na_2O	3,08	3,11	3,03	3,07	0,68
K_2O	5,37	5,12	5,03	5,17	8,52
P_2O_5	0,06	0,05	0,09	0,07	—
S	0,05	—	0,03	0,03	—
F	0,16	0,13	0,14	0,14	0,38
H_2O^-	0,17	0,23	0,18	0,19	0,18
H_2O+	0,53	0,78	0,45	0,59	3,42
$O_2 - P + S$	—0,09	—0,05	—0,07	—0,07	—0,16
Сумма	99,91	100,28	100,05	100,07	99,97
$F_{общ}$	96,9	88,8	81,2	85,7	90,6
ρ, г/см³	2,629	—	2,662	—	3,230

Примечание. *Гранит:* 138 — красно-розовый, р. Возня, скв. 960, гл. 28,5 м (аналитик А. Стеценко); 139 — крупнозернистый, р. Тростяница [236]; 140 — красно-розовый, крупнозернистый, р. Тростяница (аналитик Б. Мирская); 141 — крупнозернистый (среднее из 3 анализов); 142 — *биотит* из крупнозернистого, биотитового гранита, р. Тростяница (аналитик Б. Мирская).

В свежих изломах биотитовые граниты представляют собой среднезернистые (ближе к крупнозернистым) породы красно-розового и розово-красного цвета, массивного, иногда слегка порфировидного (мелкие выделения щелочных полевых шпатов) сложения (фото 50). Размер порфировидных выделений калинатровых полевых шпатов не превышает 1 × 0,5 см, форма продолговатая, неправильная таблитчатая. В расположении порфировидных выделений, слагающих обычно менее 10% общей массы гранита, иногда наблюдается слабо выраженная план-параллельная текстура, более заметная на выветрелых поверхностях гранита с линейным расположением биотита. Ближе к дневной поверхности и вдоль зияющих трещин граниты более выветрелы, имеют бледно-розовый цвет с сероватым оттенком, на фоне которого отчетливо заметны обильные выделения серого и темно-серого идиоморфного кварца и агрегатные скопления биотита.

Структура гранитов (фото 51) гипидиоморфнозернистая с отдельными участками аллотриоморфнозернистой. Размер зерен слагающих минералов изменяется от 0,3—0,5 до 3,5—4 мм, отдельные зерна щелочного полевого шпата иногда достигают 7—8 мм.

Минеральный состав: калинатровые полевые шпаты, кварц, плагиоклаз, биотит, флюорит, рудные (черные) минералы, циркон, очень редко касситерит, топаз, циннвальдит, вторичные — хлорит, серицит, карбонат, пелитоморфное вещество.

Калинатровые полевые шпаты слагают в среднем около половины горной массы гранитов, количественно изменяясь в пределах 45—60%; представлены микроклин-пертитом (табл. 48), несравненно реже встречается ортоклаз-пертит. Они образуют зерна окру-

Таблица 48

Характеристика калиевых полевых шпатов из гранитов Лезниковского массива

Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
Лезниковский карьер	74	15	85	⊥ (001)	—76	Микроклин
» »	77	19	82	⊥ (001)	—74	»
В 0,5 км восточнее с. Лезников:						
скв. 28, гл. 19,3 м	78	12	88	⊥ (001)	—72	»
скв. 28, гл. 30,1 м	77	15	85	⊥ (001)	—85	»
скв. 28, гл. 30,1 м	72	20	85	⊥ (001)	—	»
В 0,8 км юго-восточнее с. Лезников:						
скв. 32, гл. 35 м	81	8	84	⊥ (001)	—64	»
скв. 32, гл. 49 м	85	5	85	⊥ (001)	—86	Ортоклаз
В 0,5 км юго-восточнее с. Лезников;						
скв. 35, гл. 45,7 м	88	12	80	⊥ (001)	—84	»
В 1,3 км юго-восточнее с. Лезников;						
скв. 5, гл. 55 м	86	10	80	⊥ (001)	—76	Микроклин

глой и неправильной формы, реже призматические индивидуумы более правильных очертаний, близких к кристаллографическим. Для калинатровых полевых шпатов этих гранитов характерно обилие микропертитовых вростков альбита и кислого олигоклаза, образующих неправильные жилковато-пятнистые выделения, тонкие и нередко ветвящиеся волокна и отдельные извилистые полоски. Многие их зерна настолько альбитизированы, что нередко сохраняются в виде небольших остатков; иногда они замещены шахматным альбитом. Довольно часто наблюдается разъедание щелочных полевых шпатов кварцем с проникновением последнего внутрь их зерен.

Кварц образует самостоятельные зерна с неправильными очертаниями, размер которых нередко достигает 4—5 мм. Более мелкие и изометричные зерна слагают небольшие агрегатные скопления на отдельных участках шлифов, а иногда прорастают в виде мелких вростков полевые шпаты и реже биотит. Большинство зерен кварца имеет резко выраженное волнистое и облачное погасание, иногда мозаичное и агрегатное. Отдельные зерна кварца содержат обильные и очень мелкие газово-жидкие включения, причем скопления пузырьков обычно размещены в центре зерен, а краевые части лишены включений и совершенно прозрачны, подобно вторичному и деформированному кварцу. Иногда кварц содержит единичные зерна изотропизированного циркона с расходящимися радиально-лучистыми трещинами.

Плагиоклаз представлен двумя разновидностями, из которых преобладает альбит; в подчиненном количестве встречаются в виде самостоятельных относительно идиоморфных зерен альбит-олигоклаз и очень редко олигоклаз (12—18% *An*). Средние части некоторых зерен олигоклаза испещрены пелитоморфным веществом с единичными тонкими серицитовыми чешуйками.

Биотит имеет форму угловатых листиков, мелких пластинок и чешуек, обычно с неровными и изорванными краями, иногда слагающих небольшие агрегатные скопления; отдельные зерна биотита прорастают кварцем с образованием скелетных форм. Биотит характеризуется отчетливым плеохроизмом от темно-бурого и оливкового почти непрозрачного по *Ng* до светло-бурого и соломенно-желтого по *Np*. Изредка можно наблюдать как биотит из темно-бурого превращается в зеленую разновидность, сохраняя при этом высокое двупреломление; на других участках он становится слегка буроватым вермикулитоподобным, а местами превращается в своеобразную гидрослюду с низким двупреломлением. В биотите изредка встречаются мелкие включения ильменита, флюорита и кристаллы циркона. Вокруг циркона и мелких выделений флюорита почти всегда отмечаются плеохроичные ореолы. Отдельные пластинки биотита деформированы, слегка изогнуты в направлении, перпендикулярном к их спайности. Показатели преломления бурого биотита $n_g \simeq n_m = 1{,}670$ ($\pm 0{,}003$), зеленого — $n_g \simeq n_m = 1{,}658$ ($\pm 0{,}002$). Этим показателям, по диаграмме В. С. Соболева [237], отвечает общая железистость соответственно 72 и 63.

По данным В. С. Соболева [236], n_m темно-бурого биотита 1,673 (±0,003), а зеленого — 1,646 (±0,004) с общей железистостью 75 и 52 соответственно. Такой же показатель преломления красновато-бурой разновидности биотита лезниковских гранитов (1,672) приведен Ю. Ир. Половинкиной и А. Г. Шендеревой [214].

В табл. 49 приведены химические анализы биотитов из лезниковских гранитов.

Таблица 49

Химический состав биотитов из лезниковских гранитов, %

Компонент	143	144	145	146
SiO_2	34,92	35,90	36,38	35,73
TiO_2	1,73	1,88	2,02	1,23
Al_2O_3	18,06	18,34	14,02	15,13
Fe_2O_3	3,58	1,81	5,38	7,98
FeO	25,83	25,56	25,89	16,74
MnO	0,29	0,21	0,32	0,50
MgO	0,62	0,18	0,43	8,57
CaO	1,03	1,82	1,23	0,52
Na_2O	0,72	1,40	1,10	0,53
K_2O	8,16	7,85	7,21	8,45
Li_2O	0,29	—	0,30	—
F	0,92	1,15	1,09	0,67
H_2O^-	0,23	0,32	0,47	0,45
H_2O+	3,32	4,38	4,51	3,68
$O — F$	—0,38	—0,48	—0,46	—0,28
Сумма	99,32	100,32	99,89	99,90
$F_{общ}$	96,4	98,9	97,7	61,0
ρ, г/см³	3,227	—	3,218	3,030

Примечание. *Биотит:* 143 — из гранита Лезниковского карьера (аналитик Б. Мирская); 144 — то же [88]; 145 — из пержанского гранита, с. Перга (аналитик Б. Мирская); 146 — из осницкого гранита, урочище Дубрава, с. Рудня-Быстрая (аналитик С. Панченко).

Сравнивая анализы биотитов, нетрудно заметить большое сходство биотитов из гранитов Лезниковского и Пержанского массивов и резкое отличие от них биотита осницкого гранита окрестностей с. Рудни-Быстрой. В биотите осницких гранитов меньше железа, особенно закисного, меньше кальция и фтора и во много раз больше магния, содержание которого почти приравнивается к содержанию в них калия.

Флюорит в лезниковских гранитах встречается довольно часто и образует неправильные по форме выделения, размер которых нередко достигает 1—1,5 мм; ассоциирует с биотитом и рудными минералами, хотя ксеноморфные зерна его нередки среди полевых шпатов и кварца. В большинстве флюорит бесцветный, видны тонкие трещины октаэдрической спайности. Для него характерно пятнисто-фиолетовое окрашивание небольших участков вблизи кристаллов циркона и мелких зерен рудного минерала, по-видимому, ферриторита.

Циркон — также характерный акцессорный минерал этих гранитов; наряду с призматической огранкой встречаются мелкие бипирамидальные кристаллы, иногда с зональным строением. Некоторые зерна циркона изотропизированы и превращены в малакон или циртолит.

В ассоциации с биотитом, кварцем и рудными минералами были встречены два мелких (0,1—0,3 мм) зерна темно-бурого касситерита.

Таблица 50

Химический состав гранитов Лезниковского массива, %

Компонент	147	148	149	150	151	152	153
SiO_2	72,08	74,60	75,13	75,36	76,55	74,75	73,85
TiO_2	0,24	0,23	0,08	0,10	0,08	0,15	0,13
Al_2O_3	12,64	12,76	12,28	13,10	11,49	12,45	12,58
Fe_2O_3	0,92	0,55	0,58	0,20	0,90	0,63	0,85
FeO	2,24	1,79	1,29	1,09	1,97	1,67	1,88
MnO	0,05	—	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
MgO	0,50	0,20	0,54	0,35	Следы	0,32	0,29
CaO	1,12	0,70	0,70	0,69	0,67	0,78	0,68
BaO	—	—	—	0,02	—	0,02	—
Na_2O	4,64	2,97	3,80	3,79	3,19	3,68	3,95
K_2O	5,22	4,90	4,95	4,89	4,94	4,98	4,85
P_2O_5	0,08	—	0,05	0,11	0,01	0,05	0,04
S	—	—	0,04	0,04	—	0,03	0,05
F	0,13	—	0,23	0,14	—	0,15	0,18
H_2O^-	—	0,15	0,12	0,06	0,37	0,06	0,15
H_2O+	0,48	1,20	0,49	0,26		0,49	0,53
$O-F$	—0,06	—	—0,12	—0,08	—	—0,09	—0,08
Сумма	100,28	100,05	100,18	100,15	100,19	100,14	99,94
$F_{общ}$	78,2	86,1	64,8	68,0	100,0	81,5	83,7
ρ, г/см³	—	—	2,657	2,635	—	2,646	2,648

Примечание. *Гранит:* 147 — розово-красный, биотитовый, Лезниковский карьер (анализ А. Я. Мочалова); 148 — то же, с. Топорище (анализ Н. Т. Вадимова); 149 — то же, Лезниковский карьер (аналитик Б. Мирская); 150 — мясо-красный, биотитовый, в 0,5 км юго-восточнее с. Лезников, скв. 28, гл. 63,8 м (аналитик Б. Мирская); 151 — розово-красный, биотитовый, Лезниковский карьер [47]; 152 — лезниковский биотитовый (среднее из 5 анализов); 153 — пержанский, буровато-красный, биотитовый, с. Перга (аналитик Б. Мирская).

Как показывают результаты химических анализов (табл. 50) и их пересчетов (табл. 51), лезниковские граниты содержат больше кремнезема по сравнению с овоидными гранитами, особенно зеленовато-темно-серыми мелкоовоидными рапакиви. По содержанию кремнезема лезниковские граниты близки к биотитовым гранитам р. Тростяницы. Для биотитовых гранитов Лезниковского массива характерны несколько иные соотношения между щелочными элементами: уменьшение калия при соответствующем увеличении натрия, что связано с интенсивной альбитизацией калиевых полевых шпатов.

Заканчивая характеристику гранитов Лезниковского массива, отметим их сходство с пержанскими гранитами. Кроме кварца и

Таблица 51

Числовые характеристики гранитов Лезниковского массива, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	s	a	c	b	a'	c'	f'	m'	n	t	φ	Q	a/c
147	79,9	15,1	0,7	4,3	—	30,8	50,8	18,4	57,4	0,2	3,1	28,9	21,5
148	82,0	13,0	0,9	4,1	41,9	—	50,0	8,1	47,5	0,2	9,7	37,1	14,4
149	81,9	14,8	0,5	2,8	—	14,0	55,8	30,2	54,0	0,1	14,0	33,7	29,6
150	82,3	14,7	0,8	2,2	24,2	—	51,5	24,3	54,5	0,1	6,1	34,4	18,3
151	83,2	13,4	0,7	2,7	—	4,9	95,1	—	49,5	0,1	29,3	38,9	19,1
152	81,9	14,7	0,7	2,7	—	9,5	73,8	16,7	52,7	0,2	19,0	33,7	21,0
153	81,3	15,1	0,6	3,0	—	6,5	78,3	15,2	55,3	0,1	21,7	31,8	25,1

* См. примечание к табл. 50.

полевых шпатов в состав пержанского гранита входят биотит, рудные (черные) минералы, флюорит, циркон, иногда касситерит и топаз [152]. Для данного гранита, как и для гранитов Коростенского плутона, характерен железистый биотит. Такая же повышенная железистость биотита свойственна гранитам Лезниковского массива. Катаклаз отдельных минералов, особенно кварца, и альбитизация щелочных полевых шпатов в пержанском граните выражены сильнее, чем в лезниковском.

Как известно, Н. И. Безбородько [23], впервые описавший пержанский гранит под названием пержанского динамогранита, а затем М. И. Ожегова относили этот гранит к производным коростенской магмы.

Впоследствии такое понимание петрографических особенностей и генетической связи пержанского гранита с гранитами Коростенского плутона было отвергнуто без достаточных на то оснований, а пержанский гранит, якобы не являющийся типичным гранитом, рассматривался как метасоматическая порода.

Так, Л. Г. Ткачук [260], сравнивая граниты осницкого и коростенского комплексов, отнес пержанский биотитовый гранит к осницкому комплексу на том основании, что динамометаморфизм этого гранита, по его мнению, должен увязываться с северо-восточными тектоническими структурами, характерными для массивов осницких гранитов, в отличие от более молодых северо-западных структур, свойственных коростенскому комплексу. Это являлось, по его убеждению, прямым доказательством более древнего происхождения пержанского гранита по отношению к коростенскому и россоховскому.

Ю. Ир. Половинкина [215] считала пержанский гранит кварц-микропертитовой метасоматической породой, образовавшейся путем замещения микроклин-пертитом и кварцем различных пород — мигматита, участков гранита и гнейса в нем и даже пегматита.

На основании сравнительного изучения биотитов пержанского, лезниковского и осницкого гранитов, при наличии в первом типоморфных акцессорных минералов (флюорита, циркона, топаза, касситерита), столь характерных для гранитов Коростенского

плутона, мы считаем, что пержанский гранит следует относить к породам этого плутона, несмотря на различия между пержанским и лезниковским гранитами, обусловленные более сильным преобразованием первого в процессе щелочного и кремнистого метасоматозов.

ГРАНИТЫ МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ БИОТИТОВЫЕ

Мелкозернистые биотитовые граниты довольно широко распространены в Коростенском плутоне, хотя и не слагают в нем сколько-нибудь значительной массы.

Впервые на серые мелкозернистые биотитовые граниты как на составную часть Коростенского плутона обратил внимание В. С. Соболев [236], описавший их выходы на левом берегу р. Жерева у с. Млинов и установивший возрастные соотношения их с основными породами. Еще раньше о серых и розово-серых мелкозернистых гранитах юго-западной части Коростенского плутона писал Г. М. Коровниченко, считавший их продуктом последней стадии дифференциации магмы порфировидных (по-видимому, овоидных.— *И. Л.*) гранитов и полагавший, что эта стадия предшествовала пегматитообразованию в плутоне. По его описанию, эти граниты встречаются в виде небольших массивов среди порфировидных гранитов, основных пород и архейских мигматитов.

Предположительно к более древним, т. е. к житомирским, относили серые мелкозернистые биотитовые граниты с. Пугачевки и Островского карьера А. А. Полканов [205] и позже Ю. Ю. Юрк [298].

Н. Т. Вадимов рассматривал жильные розовые и серые мелкозернистые биотитовые граниты, в том числе граниты с. Пугачевки и амфибол-биотитовые, как разновидности рапакивиобразных гранитов.

И. Л. Личак [148] склонен был относить серые мелкозернистые биотитовые граниты окрестностей с. Зубринки и Островского карьера к древним — житомирским гранитам, но при этом отмечал существенное между ними различие — высокое отношение $FeO : MgO$, которое приближает эти граниты к гранитам Коростенского плутона. Эту особенность автор рекомендовал учитывать при определении их стратиграфического положения.

Наименее изучены в Коростенском плутоне мелкозернистые граниты, мелкие тела которых трудно обнаруживать даже поисковыми скважинами. Рассматривая мелкозернистые граниты как наиболее молодые среди гранитов плутона, он предложил разделить их на: а) серые биотитовые, б) розовые биотитовые и амфибол-биотитовые.

Отводя среди гранитов Коростенского плутона особое место серым мелкозернистым гранитам с пятнистой текстурой, В. П. Бухарев отметил их резкое отличие от других гранитов плутона и считал их жильными и самими молодыми породами юго-западной его части.

Изучение этих гранитов показало, что они являются составной частью Коростенского плутона с определенными текстурно-структурными признаками и особенностями минерального и химического состава, позволяющими относить их к породам плутона даже в тех случаях, когда они размещены за его пределами.

Распространение серых мелкозернистых биотитовых гранитов не ограничивается единичными обнажениями. Они были вскрыты многими поисковыми буровыми скважинами не только вблизи ранее известных обнажений, но и в некоторых новых точках. При этом оказалось, что большинство их тел тяготеет к габбро-анортозитовым массивам, нередко рассекая основные породы в виде маломощных жил. Наблюдая такую их приуроченность у с. Млинов, В. С. Соболев [236] рассматривал мелкозернистые биотитовые граниты как эндоконтактовую фацию среднезернистых биотитовых гранитов.

Серые мелкозернистые биотитовые граниты обнажаются южнее с. Зубринки вблизи рамы плутона в стенках кустарных бездействующих каменоломень, в том числе Островского карьера, вскрыты восточнее линии Зубринка—Кошелевка несколькими профильными скважинами Волынской экспедиции, а также обнажены или вскрыты скважинами в окрестностях сел Писаревки, Пугачевки, Рудни-Ушомирской, Заречья, Боровицы, Млинов, Кривотина, Бондаревки, Норинска и др.

В одних местах они залегают в виде жил не только в основных породах, но и в гранитах рапакиви, в других — слагают небольшие тела, форма и размеры которых пока не установлены. На фото 52 показан контакт двух гранитов из Островской каменоломни, где серый мелкозернистый биотитовый гранит наблюдался в овоидном биотит-амфиболовом граните в виде округлых и линзовидных выделений, не оставлявших тогда сомнения в ксенолитовой форме его залегания. Жила серого и розово-серого мелкозернистого биотитового гранита в овоидных биотит-амфиболовых гранитах была вскрыта вблизи каменоломни значительно позднее.

Макроскопически описываемые граниты представляют собою массивные породы серого и светло-серого цвета иногда со слабым розоватым оттенком, мелкозернистые, изредка слабопорфировидные за счет небольших (0,8—1 см) таблитчатых выделений полевых шпатов. Наличие в гранитах мелких (от нескольких миллиметров до 1,5—2 см) округлых скоплений биотита придает им характерный пятнистый облик (фото 53). В одних случаях эти скопления распределены более или менее равномерно и размеры их не превышают 0,7—0,8 см, в других их значительно меньше (всего два-три в стандартном штуфе) при размерах значительно больших, достигающих 1,5—2 см в поперечнике. Нередко вокруг таких скоплений подобно резорбированным ксенолитам наблюдаются тонкие (1—3 мм) розовые каемки, состоящие из бледно-розовых полевых шпатов. На плоскостях отдельности гранитов такие скопления биотитов бывают выщелочены и тогда граниты приобретают своеобразный «оспенный» облик.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с характерным развитием таблитчатых более идиоморфных выделений плагиоклаза; на отдельных участках приближается к аплитовой и даже к микропойкилитовой (фото 54).

Минеральный состав: калинатровые полевые шпаты, кварц, плагиоклазы, биотит, рудные минералы, мусковит, апатит, циркон, вторичные минералы (табл. 52).

Таблица 52

Минеральный состав мелкозернистых биотитовых гранитов, %

Место взятия пробы	Минералы						
	Калиевый полевой шпат	Кварц	Плагиоклаз	Биотит	Рудные	Акцессорные	Вторичные
Острівская каменоломня	37,1	28,0	27,5	6,5	0,4	0,2	0,3
В 1,5 км юго-западнее с. Зубринки; скв. 5347, гл. 5,4 м	36,5	30,0	25,0	6,7	0,4	0,3	1,1
Северо-западная окраина с. Писаревки	38,5	27,6	28,3	4,6	0,3	0,2	0,5
с. Пугачевка; скв. 1301, гл. 36,0 м	36,6	28,1	29,2	3,6	0,9	0,4	1,2
с. Пугачевка; скв. 1277, гл. 12,0 м	37,5	27,4	26,3	5,9	0,7	0,3	1,9
с. Боровица	35,7	29,5	28,3	5,2	0,3	0,1	0,9
Левый берег р. Жерева, с. Млины	36,0	31,8	24,8	5,8	0,9	0,3	0,4
Среднее	36,8	28,9	27,1	5,5	0,5	0,3	0,9

Калинатровые полевые шпаты преобладают над всеми остальными минералами и представлены в основном решетчатым микроклином и подчиненным ортоклаз-пертитом (табл. 53). Они образуют округлые и неправильные пластинчатые зерна размером от 0,1—0,3 до 1—1,2 мм в поперечнике. Зерна микроклина в большинстве свежие, лишь некоторые слабо пелитизированы. Кроме самостоятельных зерен, щелочные полевые шпаты образуют мелкие включения в кварце, а местами содержат микропегматитовые вростки кварца. В относительно крупных зернах микроклина наряду с решетчатыми двойниками наблюдаются простые двойники, вообще не характерные для микроклина, что наводит на мысль о возможном замещении им ранее существовавшего ортоклаза.

Кварц образует округлые и неправильной формы зерна с нормальным и слабоволнистым погасанием, иногда микропегматитовые вростки в микроклине и очень мелкие в плагиоклазе; зерна кварца содержат включения газово-жидких пузырьков, шестоватые кристаллики апатита, мелкие чешуйки биотита.

Таблица 53

Характеристика калиевых полевых шпатов из мелкозернистых биотитовых гранитов

Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
с. Боровица, бездействующая каменоломня	74	17	81	⊥ (001)	—76	Микроклин
То же	86	12	79	⊥ (001)	—82	»
» »	86	7	85	⊥ (001)	—75	Ортоклаз
Островская бездействующая каменоломня	80	16	79	⊥ (001)	—88	Микроклин
То же	73	65	30	⊥ (001)	—	»
» »	86	6	84	⊥ (001)	—78	»
с. Пугачевка, правый берег р. Ужа	86	4	86	⊥ (001)	—78	Ортоклаз
То же	69	76	22	⊥ (001)	—	Микроклин
» »	84	16	77	⊥ (001)	—72	»
с. Пугачевка; скв. 1301, гл. 36 м	83	10	86	⊥ (001)	—72	»
с. Пугачевка; скв. 1277, гл. 12 м	77	16	83	⊥ (001)	—82	»

Плагиоклазы встречаются в виде таблитчатых и лейстовидных зерен размером от 0,1 до 1 мм; края их обычно неровные вследствие разъедания калинатровым полевым шпатом. Многие зерна

Таблица 54

Характеристика плагиоклазов из мелкозернистых биотитовых гранитов

Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Двойниковая ось, плоскость спайности	Закон двойникования	2*V*	%*An*
Островская каменоломня	5	88	87	⊥ (010)	Альбитовый	—	17
» »	15,5	75	88	⊥ (010)	»	+80	7
В 3 км восточнее с. Радецкой Болярки; скв. 6106, гл. 13,0 м	86	6,5	87	⊥ (001)	—	+88	22
В 1,5 км юго-западнее с. Зубринки; скв. 5347, гл. 5,4 м	87	7	83	⊥ (001)	—	—84	20
То же	10	82,5	88	⊥ (010)	Альбитовый	—83	13
Правый берег р. Ужа, с. Пугачевка	13,5	76,5	85	⊥ (010)	»	+88	9
Юго-восточная окраина с. Заречья; скв. 308, гл. 58,6 м	2	90	80	⊥ (010)	»	—82	20
Вблизи с. Заречья; скв. 104, гл. 35 м	2	88	90	⊥ (010)	»	—84	22
с. Боровица, кустарная каменоломня	80	10	84	⊥ (001)	—	—82	14
То же	87	9	82	⊥ (001)	—	—	18

имеют зональное строение: средняя часть сложена олигоклазом и нередко испещрена мелкими серицитовыми чешуйками, а краевые — довольно свежим альбитом. Кроме самостоятельных зерен, более идиоморфных по отношению к щелочным полевым шпатам и кварцу, плагиоклаз образует мелкие реликтовые зерна в калинатровом полевом шпате. Представлен олигоклазом и альбитом (табл. 54).

Биотит встречается в виде продолговатых и лейстовидных чешуек размером 0,1—0,8 мм, бурого до красно-бурого, иногда зеленовато-бурого цвета; плеохроирует от красно-бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. Нередко замещен хлоритом с выделением вдоль трещин спайности пылевидного рудного вещества (по-видимому, магнетита) и сагенита. Его железистость колеблется в пределах 72—88, что соответствует $n_g \simeq n_m$ = 1,669—1,687 (±0,003). Содержание биотита в среднем около 5—6%. В табл. 55 приведены анализы биотитов из серых мелкозернистых гранитов. При сравнении биотитов из этих гранитов и из более крупнозернистых гранитов с. Жубровичи и Емельяновского карьера (табл. 55) видно различие в содержании магния. Но значительно большее различие выступает при сравнении биотитов из этих гранитов и из серых мелкозернистых гранитов с. Купища (распо-

Таблица 55

Химический состав биотитов из мелкозернистых биотитовых гранитов, %

Компонент	154	155	156	157	158	159
SiO_2	33,39	33,65	33,43	33,50	34,05	32,68
TiO_2	2,48	2,41	3,59	2,56	2,24	3,06
Al_2O_3	18,27	17,83	15,54	15,01	15,58	17,58
Fe_2O_3	3,44	4,58	3,97	5,20	2,62	1,73
FeO	23,42	22,96	24,48	25,71	29,02	23,21
MnO	0,27	0,29	0,38	0,72	0,31	0,35
MgO	5,25	5,27	4,73	4,16	2,17	7,56
CaO	0,48	0,34	0,67	0,38	0,36	0,48
Na_2O	0,68	0,60	0,63	0,44	0,55	0,82
K_2O	8,57	8,28	8,43	8,25	8,82	7,97
P_2O_5	—	—	0,34	—	—	0,15
F	0,18	0,25	0,68	0,42	0,46	0,60
H_2O^-	0,32	0,22	0,07	0,20	0,20	0,36
H_2O+	3,45	3,60	3,61	3,35	3,53	3,98
O — F	—0,07	—0,10	—0,28	—0,18	—0,19	—0,25
Сумма	100,13	100,18	100,27	99,72	99,72	100,28
$F_{общ}$	74,0	74,4	76,2	80,8	89,2	64,3
ρ, г/см³	3,163	3,137	3,184	3,025	3,228	3,154

Примечание. *Биотит:* 154 — из серого мелкозернистого гранита, Острившская каменоломня (аналитик Б. Мирская); 155 — из серого мелкозернистого гранита, с. Пугачевка (аналитик Б. Мирская); 156 — из светло-серого мелкозернистого гранита, в 2 км восточнее с. Радецкой Болярки, скв. 6086, гл. 27,3 м (аналитик А. Стеценко); 157 — из красно-розового, среднезернистого гранита, с. Жубровичи, кустарная каменоломня (аналитик Б. Мирская); 158 — из мясо-красного, крупнозернистого гранита, Емельяновский карьер (аналитик Б. Мирская); 159 — из серого мелкозернистого гранита, с. Купище, кустарная каменоломня (аналитик Б. Мирская).

ложенного в 15 км юго-западнее г. Коростеня), относящихся к более древнему кировоградско-житомирскому комплексу.

Мусковит развивается по калинатровому полевому шпату в виде чешуек неправильной формы, достигающих 0,3—0,5 мм, иногда по биотиту; количество небольшое (менее 0,3%).

Рудные минералы представлены магнетитом, иногда пиритом; последний обычно приурочен к трещинам в граните, образует тонкие корочки и мелкие агрегатные скопления.

Акцессорные минералы — апатит, циркон, иногда сфен, обычно включены в другие минералы, преимущественно в биотит, реже в кварц и калинатровый полевой шпат.

Вторичные минералы — хлорит, серицит, пелитоморфное вещество.

Кроме кварца, щелочного полевого шпата, плагиоклаза и биотита в составе темных агрегатов серых мелкозернистых гранитов встречается кордиерит. За пределами таких агрегатов кордиерит не обнаружен. Кордиерит образует ксеноморфные трещиноватые зерна с бухтообразно изрезанными краями; по трещинам замещен бесцветными чешуйками, возможно талька, в других случаях замещен светло-желтовато-зеленоватым серпентиновидным веществом. Вокруг очень мелких включений, возможно циркона, наблюдаются лимонно-желтые плеохроичные дворики. Угол оптических осей кордиерита изменяется в довольно широких пределах — от —68 до —80.

Происхождение включений с кордиеритом, как и вмещающих серых гранитов, остается весьма загадочным. А. А. Полканов [210], описывая серые мелкозернистые граниты, назвал такие включения ксенолитами биотит-полевошпатовых роговиков.

Химические анализы серых мелкозернистых биотитовых гранитов Коростенского плутона (табл. 56) и их числовые характеристики (табл. 57) ничем существенным не отличаются от химического состава серых мелкозернистых биотитовых гранитов кировоградско-житомирского комплекса (ан. 169, табл. 56). Лишь детальные исследования породообразующих минералов, в первую очередь биотита, этих гранитов позволяют уверенно относить их к породам Коростенского плутона, а следовательно, и отличать их от внешне похожих, но более древних серых мелкозернистых биотитовых гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСНОВНЫХ ПОРОД И ГРАНИТОВ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

Характерными минералами основных пород плутона являются плагиоклазы, пироксены, оливины, ильменит и апатит, а гранитов — щелочные полевые шпаты, амфиболы, биотит, кварц, флюорит и циркон. Некоторые из этих минералов типоморфны для основных пород и для гранитов, будучи в одних породах главными, а в других второстепенными, как, например, оливин или щелочные полевые шпаты.

Таблица 56

Химический состав мелкозернистых биотитовых гранитов, %

Компонент	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169
SiO_2	72,23	72,71	73,05	73,27	73,31	74,51	74,82	73,41	73,69	72,27
TiO_2	0,39	0,21	0,15	0,50	0,27	0,21	0,02	0,25	0,13	0,42
Al_2O_3	12,49	13,69	14,03	12,49	12,84	13,35	12,94	13,12	13,32	13,90
Fe_2O_3	1,88	0,72	0,86	1,77	0,60	1,09	0,46	1,02	0,66	0,28
FeO	2,93	1,50	1,21	1,89	2,16	0,88	0,85	1,63	1,47	1,73
MnO	0,05	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03
MgO	0,49	0,36	0,47	0,56	0,49	0,31	0,18	0,45	0,38	0,72
BaO	0,03	0,03	—	—	0,01	—	0,03	0,02	—	0,03
CaO	1,07	1,25	0,91	0,78	0,98	0,82	0,70	0,93	0,86	1,54
Na_2O	2,76	3,59	3,11	3,55	3,28	2,99	4,20	3,35	2,78	3,24
K_2O	4,62	5,63	4,88	4,82	5,34	5,40	4,50	5,03	5,72	5,04
P_2O_5	0,15	0,17	0,23	0,19	0,12	0,20	сл.	0,15	0,14	0,23
S	0,05	0,02	0,06	—	0,02	—	0,02	0,02	—	0,02
F	0,13	0,10	0,15	—	0,14	0,10	0,16	0,13	0,07	0,09
H_2O^-	0,21	0,07	0,13	0,64	0,09	—	0,17	0,10	0,14	0,06
H_2O+	0,47	0,36	0,88		0,48	0,48	0,76	0,58	0,57	0,59
$O_2 - F + S$	—0,07	—0,05	—0,09	—	—0,06	—0,04	—0,07	—0,06	—0,03	—0,04
Сумма	99,88	100,38	100,07	100,50	100,11	100,33	99,75	100,16	99,94	100,15
$F_{общ}$	83,7	78,3	71,0	78,2	76,0	78,8	80,9	75,5	75,7	60,5
ρ, г/см^3	2,665	2,676	2,655	—	2,673	—	2,627	— —	—	2,662

Примечание. *Гранит:* 160 — серый, мелкозернистый, биотитовый, с. Пугачевка, правый берег р. Ужа (аналитик С. Панченко); 161 — розово-серый, мелкозернистый, биотитовый, жильный, Островская каменоломня (аналитик Б. Мирская); 162 — серый, мелкозернистый, биотитовый, с. Бобровица, каменоломня (аналитик А. Стеценко); 163 — то же, правый берег р. Ужа, с. Пугачевка, скв. 3000-С, гл. 252 м [46]; 164 — светло-серый, мелкозернистый, биотитовый, в 2 км восточнее с. Радецкой Болярки, скв. 6086, гл. 27,3 м (аналитик А. Стеценко); 165 — серый, мелкозернистый биотитовый, с. Млины, р. Жерев [236]; 166 — то же, с. Норинск, карьер (аналитик Б. Мирская); 167 — то же, Коростенский плутон (среднее из 7 анализов); 168 — то же, Корсунь-Новомиргородский плутон (среднее из 5 анализов); 169 — то же, с. Купище (аналитик А. Стеценко).

Таблица 57

Числовые характеристики мелкозернистых биотитовых гранитов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	*s*	*a*	*c*	*b*	*a'*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
160	80,0	12,3	1,3	6,4	22,9	—	64,6	12,5	47,3	0,4	22,9	34,1	9,4
161	80,7	15,4	1,2	2,7	—	9,8	70,7	19,5	49,1	0,2	19,5	29,4	12,8
162	80,4	13,3	1,1	5,2	51,3	—	34,6	14,1	49,5	0,1	12,8	32,9	12,0
163	80,8	14,1	0,9	4,2	6,3	—	73,4	20,3	52,3	0,5	34,3	32,5	15,6
164	81,2	14,4	1,1	3,3	—	0,0	76,0	24,0	48,1	0,2	16,0	32,5	13,0
165	81,7	13,8	0,9	3,6	40,0	—	47,3	12,7	45,7	0,2	25,5	34,9	15,3
166	82,4	15,3	0,7	1,6	—	12,5	70,8	16,7	58,6	—	25,0	33,5	21,8
167	81,1	14,2	1,1	3,6	18,2	—	61,8	20,0	50,5	0,2	21,8	32,7	12,9
168	81,3	13,9	1,0	3,8	35,1	—	49,1	15,8	41,9	0,1	14,0	33,8	13,9
169	80,8	14,0	1,8	3,4	15,7	—	51,0	33,3	49,5	0,4	3,9	31,8	7,7

* См. примечание к табл. 56.

При петрографическом описании пород плутона эти минералы охарактеризованы довольно подробно. Поэтому в данном разделе изложены химические и некоторые парагенетические особенности типоморфных минералов, без чего их описание было бы не столь полным.

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы — главные породообразующие минералы всех разновидностей основных пород. При широком колебании содержаний в породах (от 30—35 до 90—95%) состав их более выдержан. Плагиоклазы представлены лабрадорами и андезинами примерно с 40—60% *An*. Данные измерений положения оптической индикатриссы и угла оптических осей в плагиоклазах главных групп основных пород приведены в соответствующих таблицах. Измерениями установлено, что порфировидные кристаллы плагиоклазов в габбро-норитах и габбро-монцонитах почти всегда более основные, чем плагиоклазы основной массы этих пород. Зональные плагиоклазы встречаются редко и вообще не характерны для основных пород плутона; обычно средние части таких плагиоклазов сложены лабрадором и основным андезином, а краевые — более кислым андезином (35—32% *An*) и даже олигоклазом. Основность плагиоклазов, как правило, понижается на участках

Химический состав плагиоклазов

Компонент	170	171	172	173	174	175	176
SiO_2	54,10	52,84	55,32	55,05	54,50	56,05	57,03
TiO_2	0,02	0,04	0,28	0,32	—	0,07	0,07
Al_2O_3	28,54	28,37	28,16	28,16	28,14	26,54	25,88
Fe_2O_3	0,40	1,09	0,05	0,16	0,72	0,89	0,83
FeO	0,15	0,71	0,52	0,50	—	0,29	0,28
MgO	0,25	0,19	—	—	0,17	0,23	0,27
CaO	10,72	11,62	10,05	10,20	10,96	9,24	8,48
BaO	0,03	0,02	—	—	—	0,02	0,03
Na_2O	4,73	4,13	5,20	5,02	4,93	4,66	5,32
K_2O	0,56	0,61	0,97	1,21	0,61	1,72	1,17
H_2O^-	0,06	0,04	—	—	0,29	0,08	0,03
H_2O+	0,34	0,16	0,03	0,04		0,30	0,28
Сумма	99,90	99,82	100,58	100,66	100,32	100,09	99,67
ρ, г/см^3	2,692	2,702	2,681	2,685	2,700	2,683	2,688
Ab	42,1	36,9	45,0	43,0	43,3	41,9	48,0
An	55,1	59,7	49,6	50,1	53,4	48,1	45,2
Or	2,8	3,4	5,4	6,9	3,3	10,0	6,8

Примечание. *Плагиоклаз:* 170 — из лабрадорита, в 3,5 км восточнее ст. Турчинка, урочище Ка С. Панченко); 172 — из анортозита, с. Паромовка [248]; 173 — из анортозита, Володарск-Волынский анортозита, р. Верхняя Иршица, западнее с. Валянщины (аналитик Б. Мирская); 176 — из габброраина с. Гаек (аналитик Б. Мирская); 178 — из анортозита, Корсунь-Новомиргородский плутон [114]; 181 — из анортозита, Тигертон, Висконсин (по Эммонсу); 182 — из оболочки овоидов калиевого по-183 — то же, Выборгский плутон [54]; 184 — то же, остров Хед-Харбор [332].

с калинатровым полевым шпатом, количество которого возрастает при переходе от анортозитов к габбро-норитам и габбро-норито-монцонитам. На таких участках отдельные зерна плагиоклазов выявляют неоднородное зональное строение, обусловленное замещением прикраевых зон щелочным полевым шпатом.

Плагиоклазы основных пород плутона довольно свежие, с отчетливыми полисинтетическими двойниками, нередко заметными макроскопически и с характерным альбитовым законом двойникования; несравненно реже отмечались периклиновые двойники. Для плагиоклазов основных пород характерна иризация, наиболее отчетливая в плагиоклазах из темно-серых анортозитов (села Головино, Добрынь, Каменный Брод и др.) и некоторых серых лабрадоритов (с. Новый Бобрик, урочище Каменная Печь и др.). Иризация плагиоклазов, как было отмечено, обусловлена [115] пластинчатой структурой и является результатом интерференции лучей, отражающихся от поверхности разграничения двух пластинок различной основности с различными содержаниями натрия и кальция. Однако для окончательного суждения о причинах иризации необходимы дополнительные исследования неиризирующих плагиоклазов, возможно, имеющих такое же тонкопластинчатое строение, но не имеющих такого насыщения тонкими пылевидными рудными включениями, как в наиболее ярко иризирующих плагиоклазах. Подобная особенность иризирующих плагиоклазов

Таблица 58

из основных пород, %

177	178	179	180	181	182	183	184
60,00	54,96	55,39	53,30	54,01	62,34	61,20	63,08
0,02	0,25	0,21	0,08	0,05	0,02	0,05	0,00
24,99	25,91	27,66	27,89	29,28	23,16	24,32	22,90
0,18	2,08	0,28	0,20	0,05	0,34	0,32	0,46
0,42	0,28	0,16	1,40	0,10	0,15	—	—
0,20	1,16	0,20	—	0,02	0,24	0,24	Следы
5,60	10,36	11,01	10,99	11,09	4,38	5,28	3,80
0,03	—	—	—	0,02	0,02	—	—
6,72	4,54	4,76	5,02	4,77	7,90	7,43	8,80
1,70	0,65	0,49	0,75	0,42	0,92	0,90	0,56
0,08	0,02	0,05	—	0,00	0,06	—	0,32
0,32	0,32		—	0,25	0,26	0,70	
100,26	100,53	100,21	99,63	100,06	99,79	100,44	99,92
2,670	—	—	—	2,694	2,625	—	—
59,5	41,9	42,6	44,5	42,4	70,7	66,7	78,4
30,6	54,6	54,6	51,1	55,3	23,7	27,7	18,8
9,9	3,5	2,8	4,4	2,3	5,6	5,6	2,8

менная Печь (аналитик Б. Мирская); 171 — из анортозита, с. Добрынь, каменоломня (аналитик массив [163]; 174 — из анортозита, Головинский карьер (по С. Крушельницкой); 175 — из габбро-норита, р. Нижняя Иршица, с. Рудня (аналитик Б. Мирская); 177 — из монцонита, западная ок-179 — из анортозита, Пилтенско-Рижский плутон [37]; 180 — из анортозита, Салминский плутон [15]; левого шпата рапакиви, вблизи с. Потиевки, Городищенская каменоломня (аналитик Б. Мирская);

характерна для латвийских анортозитов [37] и, вероятно, будет выявлена в анортозитах Салминского плутона.

Давно известно, что плагиоклазы анортозитов Коростенского (и Корсунь-Новомиргородского) плутона содержат значительные скопления очень тонких (тысячные доли миллиметра) темных частичек, создающих «облачное» замутнение. В. Е. Тарасенко [248], впервые отметивший эту особенность плагиоклазов Володарск-Волынского массива, считал такие включения частицами распыленного ильменита и отчасти гематита. Плагиоклазы действительно содержат тонкие закономерно ориентированные (параллельно спайности (010)) вростки рудного минерала, по всей вероятности титанистого магнетита и ильменита.

Из других включений в плагиоклазах изредка наблюдались единичные мелкие антипертитовые выделения калиевого полевого шпата, которые, как и зональность, не характерны для плагиоклазов плутона.

Плагиоклазы анортозитов Коростенского (как и Корсунь-Новомиргородского), Пилтенско-Рижского и Салминского плутонов очень сходны между собою характерными вполне определенными содержаниями SiO_2 (52—55%), Al_2O_3 (27—29%), CaO (10—11%) и Na_2O (4—5%) (табл. 58). При переходе к габбро-норитам и габбро-сиенитам (монцонитам) повышаются содержания SiO_2, Na_2O и соответственно понижаются содержания Al_2O_3 и CaO. Эти особенности плагиоклазов основных пород отчетливо выражены в молярных соотношениях анортитовой, альбитовой и ортоклазовой составляющих (табл. 58).

Плагиоклаз в гранитах группы рапакиви, будучи одним из главных породообразующих минералов, количественно подчинен преобладающим щелочным полевым шпатам; содержание плагиоклаза в этих гранитах в среднем около 16—20%. Плагиоклазы в гранитах рапакиви представлены главным образом олигоклазом (15—28% *An*), слагающим самостоятельные зерна и большинство оболочек вокруг овоидов полевых шпатов. Вместе с олигоклазом нередко встречается более поздний альбит. Значительно реже наблюдается андезин, слагающий ядра зональных плагиоклазов, а также отдельные зерна в более основных разновидностях рапакиви. В таких зеленовато-темно-серых мелкоовоидных рапакиви (с оливином и пироксеном) андезин является реликтовым. О ранее существовавших более крупных зернах андезина можно судить по мелким разрозненным, но оптически одинаково ориентированным его остаткам (см. рис. 8), не полностью замещенным в щелочном полевом шпате. В гранитах рапакиви, таким образом, устанавливаются плагиоклазы по меньшей мере трех генераций — андезин, олигоклаз, альбит.

Химический состав плагиоклазов из гранитов Коростенского плутона не изучен из-за трудности разделения кислых плагиоклазов и кварца. Произведенные анализы такого «очищенного» плагиоклаза показали чрезмерно завышенные содержания кремнезема. По этой причине в табл. 58 приведен один анализ плагиоклаза

из оболочек овоидов щелочного полевого шпата рапакиви с. Городища. По своей основности этот плагиоклаз занял промежуточное положение между подобными плагиоклазами более основным из рапакиви Выборгского плутона и более кислым с острова Хед-Харбор (шт. Мэн, США).

ПИРОКСЕНЫ

Пироксены встречаются почти во всех породах габбро-анортозитовых массивов плутона и даже в некоторых наиболее основных разновидностях рапакиви. Однако в отличие от плагиоклазов пироксены лишь в габбро-норито-монцонитах — главные породообразующие минералы, распределенные в них более или менее равномерно. В анортозитах и габбро-норито-анортозитах пироксены — главные фемические минералы, распределены в них крайне неравномерно: от долей процента до шлировых выделений мономинерального состава.

Для пироксенов из основных пород характерен парагенезис с плагиоклазами (лабрадором и основным андезином), оливином, ильменитом, апатитом, а из более кислых — со средним андезином, роговой обманкой, иногда с биотитом.

Пироксены представлены ромбическими и моноклинными разновидностями, сосуществующими в разных количественных соотношениях и находящимися нередко в тесных срастаниях. Такие взаимоотношения сильно затрудняют их разделение для получения чистых мономинеральных фракций.

Ромбические пироксены

Ромбические пироксены встречаются не только в меланократовых разновидностях основных пород, но и в анортозитах и габбро-норито-анортозитах, в которых иногда преобладают над моноклинными. Если в лейкократовых крупнозернистых разновидностях содержание ромбических пироксенов (вычисленное по химическим анализам) не превышает в среднем 2,5—3%, то в габбро-норитах и габбро-монцонитах оно достигает 5—10%, а в норитах — 18—20%.

Для ромбических пироксенов, как и для моноклинных, характерны две формы выделений: на одних участках они слагают самостоятельные и нередко довольно крупные (до 2—3 мм) зерна, явно ксеноморфные по отношению к плагиоклазам, а на других образуют тонкие (пластинчатые, пятнистые, иероглифоподобные и даже эмульсиеподобные) срастания с моноклинными пироксенами. Образование подобных структур (распад твердого раствора), по мнению Х. Хесса [314], связано с инверсией первичного пижонита, кристаллизация которого совершалась в глубинных условиях при высоких температурах.

Ромбические пироксены обычно не плеохроируют, лишь отдельные выделения, как отмечено при описании основных пород,

выявляют слабый плеохроизм от бледно-зеленоватого по Ng до бледно-розового по Np.

Показатели преломления ортопироксенов довольно изменчивы и зависят от соотношения в них главных компонентов железа и магния. Существует прямая линейная зависимость между показателями преломления и соотношениями этих компонентов: чем больше в них железа и меньше магния, тем выше их показатели преломления, и наоборот. Показатели преломления ромбических пироксенов изменяются от 1,718 до 1,744 (n_g) и от 1,702 до 1,730 (n_p), а двупреломление изменяется от 0,009 до 0,016.

Прямая зависимость существует между углами оптических осей ортопироксенов и соотношением в них железа и магния. Углы $2V$ изменяются от —42 до —60°, а в габбро-монцонитах и кварцевых монцонитах до —(70—80)°. Лишь в анортозитах и притом в наиболее мономинеральных разновидностях установлены незначительные (в пределах 3—5°) колебания значений углов $2V$. Углы погасания дают незначительные (2—7°) отклонения от прямого погасания.

По оптическим константам (углам оптических осей, показателям преломления и др.) ромбические пироксены относятся к группе гиперстена. Преобладают пироксены с содержанием от 54—56 до 65—68% ферросилитового компонента, т. е. являются феррогиперстенами. Наряду с такими разновидностями иногда удавалось определять менее железистые разности. Так, в некоторых довольно крупных (2—3 мм) зернах ортопироксенов наблю-

Таблица 59

Химический состав ромбических пироксенов и пижонитов из основных пород, %

Компонент	185	186	187	188	189	190	191
SiO_2	49,15	48,26	50,01	46,60	51,08	50,18	47,92
TiO_2	0,24	0,26	0,44	0,52	0,40	0,28	0,54
Al_2O_3	1,08	0,34	0,13	1,58	1,13	1,09	1,66
Fe_2O_3	0,57	0,91	1,30	2,42	1,13	1,15	1.35
FeO	32,18	34,92	30,75	30,46	19,76	28,44	34,25
MnO	0,53	0,61	0,47	0,33	0,53	0.35	0,42
MgO	12,55	11,25	14,40	12,81	23,65	16,30	9,55
CaO	2,24	2,65	1,93	3,22	2,12	1,47	3,85
Na_2O	0,20	0,08	0,08	0,37	0,02	0,03	0,28
K_2O	0,10	0,02	0,05	0,06	0,04	0,02	0,11
H_2O^-	0,08	0,10	0,07	0,26	Не обн.	—	—
H_2O+	0,63	0,67	0,57	1,47	0,38	0,50	0,65
Сумма	99,55	100.07	100,20	100,10	100,24	99,81	100,58
ρ, г/см^3	3,682	3,686	3,615	—	—	—	—
$F_{общ}$	59,6	61,3	55,7	59,0	34,0	50,5	67,4

Примечание: 185 — ромбический пироксен из габбро-монцонита, р. Верхняя Иршица (аналитик Б. Мирская); 186 — пижонит из габбро-норита, с. Кривотин (аналитик А. Стеценко); 187 — ромбический пироксен из габбро-норита, Городищенский массив, Корсунь-Новомиргородский плутон [114]; 188 — пижонит из оливинового норита, Городищенский массив, Корсунь-Новомиргородский плутон [114]; 189 — ромбический пироксен из лейкократового габбро-норита, Пилтенско-Рижский плутон [37]; 190 — ромбический пироксен из лейкократового габбро-норита, Салминский плутон [15]; 191 — пижонит из монцонита, Салминский плутон [15].

далась неравномерная окраска, обусловленная различными содержаниями железистого и магнезиального компонентов. Измерения угла оптических осей показали, что в более светлых участках ортопироксены содержат 42—48% ферросилитового компонента, т. е. представлены обычными гиперстенами.

Для характеристики химического состава ортопироксенов мы вынуждены ограничиться двумя анализами, так как пироксены, принятые вначале за ромбические, при дальнейшем изучении оказались претерпевшими инверсию пижонитами (табл. 59).

В ортопироксенах и пижонитах Коростенского плутона спектрально были определены никель (от 0,001 до 0,0005%) и цирконий (от 0,0001 до 0,0005%).

После пересчета данных химического анализа по кислородному методу получены такие кристаллохимические формулы пироксенов:

185. $(Fe^{2+}_{1,08}\ Fe^{3+}_{0,01}\ Mg_{0,75}\ Mn_{0,02}\ Al_{0,03}\ Ca_{0,09}\ Na_{0,01})_{1,99}\ (Si_{1,97}\ Al_{0,02}\ Ti_{0,01})_{2,0}\ O_6$;

186. $(Fe^{2+}_{1,20}\ Fe^{3+}_{0,02}\ Mg_{0,68}\ Mn_{0,02}\ Ca_{0,10})_{2,02}\ (Si_{1,96}\ Fe^{3+}_{0,01}\ Al_{0,01}\ Ti_{0,01})_{1,99}\ O_6$;

187. $(Fe^{2+}_{1,02}\ Fe^{3+}_{0,04}\ Mg_{0,85}\ Mn_{0,01}\ Ca_{0,08})_{2,0}\ (Si_{1,98}\ Al_{0,01}\ Ti_{0,01})_{2,0}\ O_6$;

188. $(Fe^{2+}_{1,02}\ Fe^{3+}_{0,05}\ Mg_{0,77}\ Mn_{0,01}\ Ca_{0,14}\ Na_{0,01})_{2,0}\ (Si_{1,89}\ Fe^{3+}_{0,03}\ Al_{0,08}\ Ti_{0,02})_{2,02}\ O_6$;

189. $(Mg_{1,30}\ Fe^{2+}_{0,62}\ Mn_{0,02}\ Ca_{0,09})_{2,03}\ (Si_{1,91}\ Fe^{3+}_{0,03}\ Al_{0,05}\ Ti_{0,01})_{2,0}\ O_6$;

190. $(Fe^{2+}_{0,93}\ Fe^{3+}_{0,04}\ Mg_{0,95}\ Ca_{0,06}\ Al_{0,02})_{2,0}\ (Al_{0,04}\ Ti_{0,01}\ Si_{1,95})_{2,0}\ O_6$;

191. $(Fe^{2+}_{1,15}\ Fe^{3+}_{0,04}\ Mg_{0,58}\ Mn_{0,01}\ Al_{0,03}\ Ca_{0,17}\ Na_{0,02})_{2,0}\ (Si_{1,94}\ Al_{0,05}\ Ti_{0,01})_{2,0}\ O_6$.

Химические особенности ромбических пироксенов и пижонитов видны из данных силикатного анализа и вычисленных формульных единиц, главными из которых являются железистость и сопряженная с ней магнезиальность. Ортопироксены Коростенского плутона характеризуются вполне определенными значениями железистости, изменяющейся в пределах 59—65% и закономерно возрастающей от анортозитов к габбро-норитам и габбро-монцонитам.

Химическими характеристиками ортопироксены Коростенского плутона значительно отличаются от ортопироксенов Пилтенско-Рижского плутона. По данным О. А. Богатикова и А. П. Биркиса [34], ромбические пироксены из основных пород этого плутона содержат больше (почти вдвое) MgO и соответственно меньше FeO. Из сопоставлений данных силикатного анализа выявляется сходство ортопироксенов и пижонитов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов с ортопироксеном и пижонитом Салминского плутона Балтийского щита, оказавшимся еще более железистым.

Такое различие составов ромбических пироксенов из основных пород геологически сходных плутонов, несомненно, обусловлено несколько отличными условиями формирования габбро-анортозитовых массивов в этих плутонах.

Таблица 61

Компонентный состав моноклинных пироксенов из основных пород, %

Коэффициент, компонент	192 *	193	194	195	196	197	198	199	200
$F_{общ}$	40,5	41,0	40,9	40,5	41,6	41,0	34,0	40,5	72,3
f_0	4,7	1,6	0,8	6,5	2,0	6,4	22,7	6,6	1,2
al	9,6	8,6	7,5	10,1	7,7	9,3	7,3	6,8	2,8
Ca	39,8	37,1	41,0	39,6	40,0	40,0	43,4	38,9	39,1
Жадеит	1,7	2,1	2,5	3,7	1,8	0,9	2,5	1,2	3,3
Чермакит	8,7	7,7	6,9	10,1	8,3	10,4	6,4	6,4	1,2
Йохансенит	0,6	0,9	0,8	0,9	0,9	1,0	1,1	0,2	1,5
Геденбергит	24,9	24,0	27,6	31,2	26,3	24,3	20,6	26,0	51,7
Диопсид	48,2	44,3	48,7	38,8	47,4	49,3	60,8	47,6	22,9
Клиноэнстатит	8,9	12,0	8,0	12,5	8,8	8,0	4,7	10,6	4,5
Клиноферросилит	7,0	9,0	5,5	2,8	6,5	6,1	3,9	8,0	14,9

* См. примечание к табл. 60.

отмечаются в зеленовато-темно-сером мелкоовоидном рапакиви в виде мелких выделений, слагающих в общем не более 0,5%. Этот гранит залегает на контакте с габбро-норитовыми и габбро-монцонитовыми породами, а пироксены в нем представлены мелкими реликтовыми зернами клинопироксенов, находящихся в реакционных взаимоотношениях с оливином и роговой обманкой.

По данным измерений оптических констант ($2V$ от $+50$ до $+62$) клинопироксены представлены авгитами, вместе с которыми значительно реже встречались разновидности, близкие к геденбергиту с углами $2V$ более $+60°$.

Силикатный анализ (№ 200, табл. 60) пироксена из мелкоовоидного рапакиви, вскрытого Щорсовским карьером в окрестностях г. Коростеня, показал его принадлежность к ферроавгиту. Как видно из анализа, общая железистость клинопироксена (72,3%) из рапакиви больше железистости моноклинных пироксенов из основных пород Коростенского и других сходных плутонов.

На диаграмме Mg — (Fe + Mn) — Ca (рис. 12) с границами между разновидностями клинопироксенов, предложенными Х. Хессом [314] и принятыми У. Диром и др. [70], а затем И. В. Гинзбургом [65], клинопироксены Коростенского плутона ложатся в поле авгита, расположенное ближе к салиту и ферроавгиту. Ближе других к салиту оказался клинопироксен из габбро-норита Пилтенско-Рижского плутона. Недалеко от клинопироксенов Коростенского плутона на этой диаграмме расположены клинопироксены из основных пород Скергаарда и Стиллуотера, причем клинопироксен из габбро Стиллуотера оказался более магнезиальным, а из феррогаббро Скергаарда — более железистым, лег в поле ферроавгита. Клинопироксен из рапакиви плутона попал в поле ферроавгита, расположившись ближе всех к феррогеденбергиту.

Совместное нахождение ромбических и моноклинных пироксенов, их взаимоотношения в основных породах наводят на мысль об одновременной или почти одновременной их кристаллизации. Такая параллельная кристаллизация (с некоторым опережением ортопироксена) могла происходить, судя по экспериментальным данным, на глубинах с давлением не более 10 кбар. В процессе

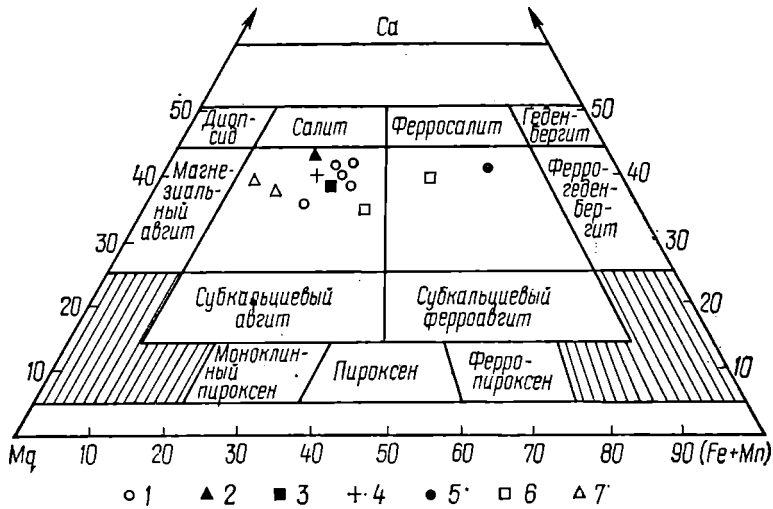


Рис. 12. Диаграмма Mg — (Fe + Mn) — Ca для клинопироксенов

Плутон: *1* — Коростенский, *2* — Корсунь-Новомиргородский, *3* — Пилтенско-Рижский, *4* — Салминский, *5* — Джугджурский, *6* — Скергаардский, *7* — Стиллуотер

кристаллизации основного расплава пироксены эволюционировали в сторону обогащения их железом при одновременном убывании магния.

На основании экспериментальных данных Л. Атласа [302], Ф. Бойда и Ж. Шерера [305], Х. Йодера, К. Тилли и Ж. Шерера [93] и др., а также после надлежащих пересчетов отношений железистости и кальциевости температура кристаллизации клинопироксенов определяется в интервале около 1050—1100° С. Примерно такие температуры получаются на диаграмме *Fs — En — Wol* Х. Йодера, К. Тилли и Ж. Шерера [93], на которой клинопироксены Коростенского плутона располагаются в узком поле, прилегающем к линии *Di — Hed*.

ОЛИВИНЫ

Оливины — важные фемические (а в некоторых случаях — главные породообразующие) минералы оливиновых разновидностей основных пород плутона. В оливиновых габбро, габбро-норитах и габбро-норито-монцонитах содержание оливина изменяется от 2,5—3 до 13—15%, а в троктолитах достигает 23—25%.

Несравненно меньше его в лейкократовых основных породах, в которых нередко его нет вообще.

Оливин не является минералом, типоморфным для всех гранитов рапакиви, как об этом писал В. И. Лучицкий [161], считавший весьма характерной особенностью рапакиви юга России наличие в нем железистого оливина.

Как показали дальнейшие исследования, оливина нет не только в большинстве разновидностей рапакиви Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов Украинского щита, его нет и в выборгитах — наиболее типичных рапакиви Выборгского и Приладожского (Салминского) плутонов Балтийского щита. Зато оливин всегда есть в зеленовато-темно-сером мелкоовоидном рапакиви, контактирующем с габбро-сиенитами и габбро-норитами периферических частей габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона.

Закономерно наличие оливина в зеленовато-темно-серых разновидностях гранитов рапакиви многих массивов Балтийского щита, например в массиве Ахвенисто [324], северной (финской) части Выборгского массива [328], Салминском массиве [227] и в массивах Нордингра и Рагунда Швеции.

В рапакиви шведского плутона Рагунда В. И. Лучицкий [161] отмечал особенно обильное скопление оливина как раз в зеленовато-темно-сером рапакиви, залегающего, по нашему глубокому убеждению, на контакте с основными породами: габбро-норитами и габбро-сиенитами.

Приуроченность железистого оливина к темно-зеленой разновидности рапакиви отмечали В. С. Соболев [236] в Коростенском плутоне, А. Саволахти [324] в массиве Ахвенисто и Л. П. Свириденко [227] в Салминском плутоне. Все они считали оливин первичным минералом гранитов рапакиви. В действительности он, как и моноклинный пироксен, в зеленовато-темно-сером мелкоовоидном рапакиви реликтовый минерал, сохранившийся в процессе дебазификации основных пород.

Оливины в основных породах и в рапакиви довольно свежие; их зерна и мелкие кристаллы лишь слегка серпентинизированы и по трещинам замещены бурым иддингситом; очень редко наблюдались псевдоморфозы серпентина и грюнерита.

Оливины обычно встречаются в парагенезисе с пироксенами и черными рудными минералами, часто расположены в виде мелких зерен внутри пироксенов, находясь с последними в реакционных взаимоотношениях. Примером сложных соотношений оливина и пироксенов может служить размещение в моноклинном пироксене зерен оливина, окруженных тонкими каемками гиперстена. Отдельные зерна в лейкократовых основных породах на границе с плагиоклазами окружены тонкоажурными келифитовыми оторочками моноклинного пироксена.

Для оливинов характерны такие показатели преломления: $n_g = 1{,}820—1{,}845$, $n_p = 1{,}780—1{,}790$; двупреломление 0,032—0,050. Угол оптических осей в оливинах изменяется в довольно широких

пределах от —(55—56)° до —(85—86)°. Судя по углам $2V$ (измеренным по двум выходам оптических осей), состав оливина в породах плутона изменяется от хризолита до феррогортонолита, причем наиболее широкие колебания отмечались в габбро-норито-анортозитах — от хризолита до гортонолита, в габбро-норито-монцонитах и в кварцевых монцонитах — от гиалосидерита до феррогортонолита. Состав оливинов плутона постепенно изменяется от основных пород до гранитов рапакиви; железистый оливин — гортонолит — встречается (в разных количествах) во всех породах от габбро-норито-анортозитов до рапакиви, а наиболее железистый оливин — феррогортонолит — только в габбро-норито-монцонитах, кварцевых монцонитах и в граните рапакиви; в наиболее основном рапакиви оливин близок к фаялиту.

Химические анализы оливинов из пород Коростенского плутона приведены в табл. 62. После пересчетов этих анализов по кислородному методу получены следующие кристаллохимические формулы оливинов:

201. $(Mg_{0,57}\ Fe^{2+}_{1,40}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,01}\ Ca_{0,01})_{2,01}\ Si_{0,99}\ O_4$;

202. $(Mg_{0,61}\ Fe^{2+}_{1,33}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,05})_{2,0}\ Si_{0,98}\ O_4$;

203. $(Mg_{0,45}\ Fe^{2+}_{1,50}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,02}\ Ca_{0,01})_{2,0}\ Si_{0,97}\ O_4$;

204. $(Mg_{0,50}\ Fe^{2+}_{1,38}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,09}\ Ti_{0,01})_{2,0}\ Si_{0,97}\ O_4$;

205. $(Mg_{0,16}\ Fe^{2+}_{1,77}\ Mn_{0,03}\ Fe^{3+}_{0,02}\ Ca_{0,02})_{2,0}\ Si_{0,99}\ O_4$;

206. $(Mg_{0,58}\ Fe^{2+}_{1,34}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,03}\ Ca_{0,02}\ Ti_{0,01})_{2,0}\ Si_{0,99}\ O_4$;

207. $(Mg_{1,07}\ Fe^{2+}_{0,85}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,02}\ Ti_{0,01})_{1,96}\ Si_{1,02}\ O_4$;

208. $(Mg_{1,24}\ Fe^{2+}_{0,66}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,05}\ Ti_{0,01}\ Ca_{0,02})_{1,99}\ Si_{0,99}\ O_4$;

209. $(Mg_{0,11}\ Fe^{2+}_{1,81}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,02}\ Ca_{0,02}\ Ti_{0,01})_{1,99}\ Si_{1,0}\ O_4$;

210. $(Mg_{0,12}\ Fe^{2+}_{1,80}\ Mn_{0,03}\ Fe^{3+}_{0,04}\ Ti_{0,01})_{2,0}\ Si_{1,0}\ O_4$;

211. $(Mg_{0,12}\ Fe^{2+}_{1,78}\ Mn_{0,03}\ Fe^{3+}_{0,02}\ Ca_{0,01}\ Ti_{0,01})_{1,97}\ Si_{1,0}\ O_4$;

212. $(Mg_{0,12}\ Fe^{2+}_{1,76}\ Mn_{0,03}\ Fe^{3+}_{0,01}\ Ti_{0,01})_{1,93}\ Si_{1,0}\ O_4$.

Среди оливинов основных пород (табл. 62) резко выделяется оливин из габбро-норита Пилтенско-Рижского плутона. Он содержит значительно меньше FeO и почти вдвое больше MgO. Еще более магнезиальный и менее железистый оливин из габбро-анортозита Цагинского массива на Кольском полуострове. Если в оливинах из анортозитов и габбро-норитов Коростенского плутона железистость изменяется от 69 до 75%, то железистость оливина из габбро-норита Латвии составляет 45,2%, а из габбро-анортозита Цагинского массива — всего 36,6%.

Оливин из кварцевого монцонита с. Хлыстуновки Корсунь-Новомиргородского плутона по содержанию FeO и MgO весьма

Таблица 62

Химический состав оливинов, %

Компонент	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212
SiO_2	31,99	31,88	30,64	31,13	29,56	31,62	36,00	35,33	29,63	29,50	29,89	31,26
TiO_2	0,10	0,03	0,13	0,35	0,17	0,16	0,10	0,69	0,17	0,35	0,15	0,46
Al_2O_3	0,21	0,26	0,22	0,14	0,98	0,73	1,36	1,29	0,95	0,60	0,93	0,00
Fe_2O_3	0,15	1,21	0,87	3,72	0,59	,130	1,01	2,21	0,83	0,87	0,96	0,44
FeO	54,01	52,68	55,91	53,02	63,08	51,50	35,80	28,38	63,99	63,79	63,21	64,31
MnO	0,81	0,79	0,70	0,75	1,03	0,67	0,43	0,47	0,85	0,96	1,03	1,21
MgO	12,40	13,17	10,57	10,87	3,18	12,62	25,28	29,92	2,25	2,55	2,47	2,37
CaO	0,21	0,08	0,56	Не обн.	0,56	0,59	Не обн.	0,66	0,56	0,44	0,42	0,06
Na_2O	0,14	0,20	0,18	0,08	0,14	0,12	0,006	0,13	0,12	0,13	0,14	0,04
K_2O	0,10	0,06	0,06	0,12	0,12	0,03	0,013	0,00	0,10	0,10	0,11	0,00
H_2O^-	Не обн.	0,02	0,12	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	0,36	Не обн.	0,12	Не обн.	0,02
H_2O+	0,25	Не обн.	Не обн.	0,62	0,23	0,04	То же	0,63	0,28	0,20	0,32	0,27
Сумма	100,37	100,38	99,96	100,80	99,64	99,40	99,99	100,07	99,73	99,61	99,63	100,44
ρ, г/см³	4,028	3,994	4,015	4,170	4,271	—	—	—	4,282	4,283	4,78	—
$F_{общ}$	71,3	69,9	75,6	74,7	92,0	70,8	45,1	36,6	94,2	93,4	93,6	93,9

Примечание. *Оливин:* 201 — из анортозита, с. Добрынь (аналитик Б. Мирская); 202 — из габбро-норита, с. Рыжаны (аналитик Б. Мирская); 203 — из габбро-норита, с. Кривотин (аналитик А. Стеценко); 204 — из габбро-анортозита, Коростенский плутон [301]; 205 — из кварцевого монцонита, Корсунь-Новомиргородский плутон, с. Хлыстуновка (аналитик Б. Мирская); 206 — из норита, Корсунь-Новомиргородский плутон [114]; 207 — из габбро-норита, Пилтенско-Рижский плутон [37]; 208 — из габбро-анортозита Цагинский массив (анализ Г. И. Ковардина); 209 — из мелкоовоидного рапакиви, с. Полч (аналитик Б. Мирская); 210 — из мелкоовоидного рапакиви, Щорсовский карьер (аналитик Б. Мирская); 211 — из мелкоовоидного рапакиви, с. Украинка (аналитик Б. Мирская); 212 — из зеленого рапакиви, Юго-Восточная Финляндия [328].

Таблица 63

Содержание кобальта и никеля в оливинах из пород Коростенского плутона, %

Порода	Место взятия образца	Ni	Co
Анортозит	с. Добрынь (каменоломня)	0,006	0,015
Габбро-норит	с. Рыжаны	0,006	0,01
»	с. Рудня-Гацковская	0,003	0,015
Габбро	с. Валянщина	0,006	0,015
»	с. Паромовка	0,003	0,008
Габбро-норит	с. Кривотин	—	0,01
Кварцевый монцонит	с. Хлыстуновка	0,0003	0,002
Мелкоовоидный рапакиви	с. Полч	—	0,0015
То же	с. Украинка (карьер)	0,0006	0,003
» »	Щорсовский карьер	0,001	0,001

близок к оливину из рапакиви. Для оливинов из мелкоовоидного рапакиви характерна высокая (93,5—94,2%) железистость при очень малом содержании MgO. Оливины из рапакиви Коростенского плутона представлены гортонолитами и феррогортонолитами и по составу весьма сходны с оливином (табл. 62, ан. 212) из темно-зеленого рапакиви северной (финской) части Выборгского плутона.

Оливины из основных пород и мелкоовоидного рапакиви Коростенского плутона и один оливин из кварцевого монцонита Корсунь-Новомиргородского плутона были проанализированы на никель и кобальт. По данным определений спектральной лаборатории ИГФМ АН УССР содержание этих металлов в оливинах (табл. 63) ничтожное, причем почти во всех образцах преобладает кобальт. Следовательно, оливины из пород Коростенского плутона не являются исключением из существующего положения, по которому чем больше железа в оливинах, тем меньше в них никеля.

ИЛЬМЕНИТ

Ильменит — главный рудный минерал основных пород, определяющий металлогеническую специализацию габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона на данном этапе их изучения. Ильменит встречается в основных породах в виде мелкой неравномерно распределенной сингенетической вкрапленности. Обычно он вместе с титаномагнетитом образует небольшие (до 1,5×0,8 см) агрегатные скопления зерен размером от долей миллиметра до 1—1,5 мм.

Из всех разновидностей основных пород плутона оливиновые габбро-нориты и оливиновые габбро-норито-монцониты содержат наиболее густую вкрапленность ильменита и титаномагнетита, составляющую от 6—8 до 10% объема породы. Еще больше этих минералов в ультрамафитах, в которых их содержание (с преобладанием титаномагнетита) иногда достигает 15 и даже 20%.

Суммарное содержание титана в основных породах распределено таким образом, что на долю ильменита приходится около 97—98% TiO_2, пироксены содержат 1,5—1,7%, а все остальные породообразующие минералы (плагиоклазы, оливины и др.) не более 1%. Титан, находящийся в пироксенах, плагиоклазах и других минералах основных пород, входит также в ильменит, тонко прорастающий их.

Ильмениты в основных породах представлены двумя главными генерациями, отличающимися не только формой (эвгедральные и ангедральные) выделений, но и несколько различными по времени и, возможно, температуре условиями образования, а именно: ранне- и позднемагматические выделения.

Ильменит образует мелкие тонкопластинчатые (0,5—0,05 мм) и игольчатые выделения с почти правильными кристаллографическими очертаниями, вросшие в плагиоклазы, пироксены и обычно расположенные вдоль их спайности. Такие идиоморфные вростки

Химический состав

Компонент	213	214	215	216	217	218
TiO_2	50,10	50,16	50,28	50,25	49,47	49,92
FeO	42,23	42,46	43,67	40,04	40,76	42,01
MnO	0,47	0,65	0,62	0,48	0,55	0,47
MgO	0,78	0,72	0,90	0,97	0,94	0,93
Fe_2O_3	5,72	5,39	3,28	6,63	6,85	4,98
Al_2O_3	0,21	0,24	—	0,44	0,68	0,42
Cr_2O_3	0,02	Следы	0,05	0,08	0,04	0,03
V_2O_5	0,14	0,04	0,25	0,18	0,22	0,19
SiO_2	0,41	0,44	0,30	0,92	0,45	0,39
H_2O^-	0,04	—	0,05	—	0,03	0,06
H_2O+	—	—	0,22	0,21	—	0,02
Сумма	100,12	100,10	99,62	100,20	99,99	99,42
ρ, г/см³	4,732	4,720	4,753	4,682	—	—

Примечание. *Ильменит*: 213 — из первичных каолинов — коры выветривания анортозитов, бро-анортозита, в 2 км западнее г. Черняхова, скв. 2613, гл. 38,4 м; 216 — из габбро-норита, с. Руд [121]; 218 — из габбро-норита, Володарск-Волынский массив (среднее из 12 анализов) [121]; 219— тозита, Корсунь-Новомиргородский плутон, с. Лекарево [114]; 221 — из норита, Городищенский мас сточнее с. Вишняковки; 223 — из рапакиви, с. Потиевка, Городищенская каменоломня; 224 — из ра анализ Г. И. Ковардина); 226 — из габбро, Скергаардская интрузия, Восточная Гренландия (по

Компонентный состав

Компонент	213 *	214	215	216	217	218
Ильменит	88,9	89,2	91,3	84,4	85,8	89,1
Гематит	5,4	5,1	2,6	6,2	6,5	4,6
Рутил	1,4	1,2	—	3,7	2,6	1,5
Гейкилит	2,3	2,0	3,4	2,5	1,7	2,3
Шпинель	0,6	0,6	—	1,1	1,8	1,2
Пирофанит	1,0	1,4	1,2	0,9	1,1	0,9
Магнетит	—	—	1,2	—	—	—
Примеси	0,4	0,5	0,3	1,2	0,5	0,4

* См. примечание к табл. 64.

относятся к более ранним выделениям. Иногда ильменит довольно густо прорастает пироксены в виде менее правильных врастков с образованием субграфических структур.

Несравненно более распространен ильменит второй генерации, слагающий выделения округлой и неправильной продолговатой формы в промежутках между плагиоклазами и темноцветными минералами. К позднемагматическим выделениям относятся также ангедральные зерна титаномагнетита, выполняющие нередко вместе с ильменитом промежутки между нерудными минералами.

В табл. 64 приведены химические анализы ильменитов, выде-

Таблица 64

ильменитов, %

219	220	221	222	223	224	225	226
51,22	50,28	51,42	49,68	49,85	48,00	50,62	49,89
42,72	43,57	42,83	43,53	44,10	39,20	36,89	40,39
0,54	0,51	0,41	0,87	0,81	—	0,92	0,41
0,38	0,63	0,26	0,54	0,29	0,10	3,60	2,27
3,00	3,97	4,72	4,72	3,74	9,31	6,97	6,26
0,49	0,26	—	—	0,70	—	0,63	0,02
0,01	0,02	0,07	0,03	0,01	—	—	—
0,14	0,17	0,21	0,06	0,04	—	Следы	0,18
0,46	0,64	0,51	0,47	0,58	—	0,49	0,14
0,01	0,02	0,01	0,05	0,07	—	—	0,06
—	—	—	0,22	0,10	—	—	
99,97	100,07	100,44	100,17	100,29	96,61	100,12	99,62
—	—	4,820	4,710	4,690	—	4,576	—

в 4 км западнее с. Осовки, скв. 82, гл. 7,6 м: 214 — из анортозита, с. Паромовка; 215 — из габбро-Гацковская; 217 — из габбро-анортозита, Володарск-Волынский массив (среднее из 9 анализов) из габбро-перидотита, Володарск-Волынский массив (среднее из 3 анализов) [121]; 220 — из анортозив, Корсунь-Новомиргородский плутон [114]; 222 — из мелкоовоидного рапакиви, в 1,5 км юго-западнее рапакиви, Салминский плутон [37]; 225 — из габбро, массив Гремяха-Вырмесс, Кольский полуостров Винсенту, Филлипсу).

Таблица 65

ильменитов, %

219	220	221	222	223	224	225	226
89,4	92,5	88,5	91,0	89,0	86,2	75,5	79,7
5,8	3,7	6,4	4,0	6,5	9,2	6,5	11,7
1,1	0,4	2,7	—	—	4,2	2,4	—
3,9	1,6	0,9	2,0	—	0,4	11,3	7,5
1,2	0,7	—	—	1,0	—	1,8	—
1,1	1,0	0,9	1,5	1,5	—	1,9	1,0
—	—	—	1,0	—	—	—	—
0,5	0,1	0,6	0,5	2,0	—	0,6	0,1

ленных из основных пород и их первичных каолинов, а также из гранитов Коростенского плутона (ИГФМ АН УССР, аналитик Б. Мирская). Для сравнения приводим анализы из других районов развития подобных пород.

Данные анализов пересчитаны по кислородному методу для определения составляющих в ильменитах (табл. 65).

Все проанализированные ильмениты Коростенского плутона содержат незначительную примесь хрома, допустимую при получении титановых белил, а содержание V_2O_5 в них достигает 0,25%. В Институте общей и неорганической химии АН УССР (Одесса)

были проанализированы Н. Ф. Захария десять ильменитов из основных пород Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива на ниобий, содержание Nb_2O_5 не превышало 0,065%.

Данные анализа и их пересчетов на составляющие компоненты показали незначительные колебания состава ильменитов из основных пород Коростенского плутона; не выявлено существенного различия в составах ильменитов из основных и ультраосновных пород.

По своему составу ильмениты основных пород Коростенского плутона являются гемоильменитами с незначительным содержанием гейкилитовой и пирофанитовой молекул; почти во всех анализированных ильменитах выявлены незначительные количества рутила и шпинели. Близки к ним по составу ильмениты из рапакиви, особенно ильменит из зеленовато-темно-серого мелкоовоидного рапакиви Вишняковского участка, залегающего на контакте с основными породами Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива. В отличие от других гранитов плутона такие зеленовато-темно-серые мелкооволдные рапакиви всегда содержат больше ильменита, мелкие выделения которого обычно приурочены к темноцветным минералам. Значительно отличаются ильмениты из габбро массива Гремяха-Вырмесс и Скергаардской интрузии повышенными содержаниями гематита и гейкилита при соответственно меньшем количестве ильменитового компонента.

Как уже отмечено, вкрапленность ильменита образовалась одновременно с вмещающими основными породами. Отсутствие протоклаза и катаклаза в породах габбро-анортозитовых массивов и слабое развитие директивных текстур позволяют предполагать относительно спокойные условия кристаллизации основного расплава.

Кристаллизация расплава начиналась с образования основного плагиоклаза, являвшегося надэвтектическим компонентом в таких лейкократовых породах, как анортозиты и габбро-норито-анортозиты. Кристаллизация темноцветных минералов (оливинов и пироксенов) проходила значительно позднее.

В начальную стадию в качестве самостоятельного минерала появляется ильменит, тонко прорастающий плагиоклазы и пироксены. Однако основная его часть выделилась в виде рассеянной вкрапленности и мелких сегрегаций на более позднем, вероятно конечном, этапе формирования габбро-анортозитовых массивов. Об этом свидетельствует характерная мезостазическая кристаллизация ильменита и титаномагнетита с образованием в наиболее основных петрографических разновидностях сидеронитовых структур.

Такие условия кристаллизации, по-видимому, способствовали накоплению ильменита и титаномагнетита в породах коренного залегания, хотя вряд ли могло произойти отжатие рудного вещества в тектонически ослабленные зоны затвердевшей части габбро-анортозитовых массивов, где никаких признаков ликвации пер-

вичного расплава не обнаружено. Это заключение, высказанное автором в 1958 г., в свое время правильно определило коренные источники титановых руд на площади Коростенского плутона.

АПАТИТ

Апатит — характерный и почти единственный акцессорный минерал основных пород Коростенского плутона. Он образует мелкие шестоватые кристаллики размером не более 0,8—1 мм по длинной оси, реже зерна неправильной формы. Апатит идиоморфен относительно всех слагающих минералов и включен чаще всего в полевые шпаты, реже в фемические минералы. Содержание апатита в основных породах вообще небольшое — от 0,1—0,3% в анортозитах и габбро-норито-анортозитах до 1,5—3% в меланократовых разновидностях, а в ультрамафитах возрастает до 5%. Вблизи контактов гранитов рапакиви с габбро-сиенитами в последних иногда встречались небольшие участки, обогащенные апатитом, например в окрестностях с. Дашинки (где содержание апатита визуально определялось до 15—20%), на левом берегу р. Тростяницы выше с. Буки (10—12%) и в некоторых других местах. Такие участки свидетельствуют о процессах накопления апатита в породах плутона.

По химическим особенностям (табл. 66) апатиты Коростенского плутона являются фторапатитами с незначительной примесью хлора. Они содержат редкоземельные элементы, составляющие

Таблица 66

Химический состав апатитов из основных пород, %

Компонент	227	228	229	230	231	232	233
CaO	53,68	53,21	53,58	53,76	53,64	55,00	52,89
P_2O_5	41,14	42,37	42,40	42,56	41,87	41,30	41,92
TR_2O_3	0,56	0,57	0,61	0,36	0,42	0,40	0,85
F	2,30	1,80	2,25	2,08	2,45	2,65	1,90
Cl	0,17	0,07	0,05	0,21	0,18	—	0,05
Fe_2O_3	0,78	0,79	0,50	0,68	0,72	0,54	1,19
Al_2O_3	0,38	0,27	0,23	0,22	0,23	0,01	0,36
MgO	0,35	0,31	0,15	0,12	0,20	—	0,32
SiO_2	0,57	0,37	0,43	0,23	0,45	0,46	0,65
H_2O^-	0,05	0,09	0,04	0,07	0,08	0,17	0,07
H_2O+	0,58	0,45	0,42	0,36	0,39	0,50	0,40
O - F, Cl	—0,99	—0,76	—0,95	—0,91	—1,07	—1,11	—0,81
Сумма	99,57	99,54	99,71	99,74	99,56	99,92	99,79
ρ, г/см³	3,180	3,186	3,198	3,190	3,218	3,19	—

Примечание. *Апатит:* 227 — из анортозита, с. Паромовка, каменоломня (аналитик Б. Мирская); 228 — из габбро-анортозита, с. Волянщина (аналитик Б Мирская); 229 — из габбро-анортозита, с. Селец (аналитик Б. Мирская); 230 — из габбро-анортозита, в 2 км западнее с. Черняхова, скв. 2613, гл. 38,4 м (аналитик Б. Мирская); 231 — из габбро-норита, с. Кривотин (аналитик С. Панченко); 232 — из габбро-анортозита, с. Торчин [301]; 233 — из анортозита, г. Лекарево, Корсунь-Новомиргородский плутон [112].

в сумме 0,36—0,61%. По данным спектрального анализа преобладают элементы цериевой группы.

После пересчетов химических анализов на миналы оказалось, что анализированные апатиты состоят больше чем наполовину из фторапатита, примерно на 20% из гидроксилапатита и на 10% из оксиапатита. Эти данные близки к данным Л. Д. Юрьева и Д. Д. Бойко [301], детально описавших апатиты из основных пород Коростенского плутона.

Расчет по методу А. К. Болдырева показал, что исследованные апатиты характеризуются почти нормальным соотношением (3 : 1) фосфатной и нефосфатной частей.

В гранитах плутона несравненно меньше апатита. Но даже при таких ничтожных количествах подмечена определенная закономерность в его распределении в гранитах. Всегда больше апатита в наиболее основных разновидностях рапакиви, т. е. в темно-зеленых мелкоовоидных, залегающих на контакте с габбро-анортозитовыми массивами, и значительно меньше в чисто биотитовых.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Щелочные полевые шпаты — постоянная составная часть не только гранитов плутона, в которых они являются главными породообразующими минералами, но и основных пород, в которых играют, в отличие от гранитов, далеко не одинаковую роль.

В анортозитах и габбро-норито-анортозитах калинатровый полевой шпат не всегда присутствует и его количество не превышает 1,5—3%. Кроме мелких редко встречающихся антипертитовых вростков, он образует мелкие интерстициальные выделения, формы которых всецело определяются контурами плагиоклазов.

В габбро-норитах встречаются такие же две формы выделений калинатрового полевого шпата. Здесь его тоже мало, но больше, чем в анортозитах и габбро-норито-анортозитах, в среднем около 5—6%. Однако и в габбро-норитах вследствие малых размеров выделений не всегда удавалось определять его минеральную разновидность. Судя по немногим измерениям оптических констант (табл. 67), калинатровые полевые шпаты интерстициальных выделений в анортозитах, габбро-норито-анортозитах и габбро-норитах представлены моноклинным и промежуточным по степени триклинности щелочным полевым шпатом (пертитовым нерешетчатым микроклином), количественно подчиненным пертитовому ортоклазу.

Более существенная роль калинатрового полевого шпата в габбро-сиентах (монцонитах), в которых он является вторым, после плагиоклаза, главным породообразующим минералом. В этих породах его содержание достигает 22—28%, а в кварцевых монцонитах и того больше. В большинстве калинатровый полевой шпат нерешетчатый, пертитовый, нередко имеет очень тонкое (криптопертитовое) строение, заметное лишь при большом увеличении. По данным рентгеновских измерений (см. также табл. 15),

Таблица 67

Характеристика калиевых полевых шпатов из основных пород

Порода	Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	*2V*	Минерал
Анортозит серый	с. Новый Бобрик	76	15	89	⊥ (001)	—80	Микроклин
Анортозит темно-серый	Головинский карьер	87	3	90	⊥ (001)	—67	Ортоклаз
Габбро-анортозит	с. Старый Бобрик; скв. 45, гл. 54 м	77	14	87	⊥ (001)	—78	Микроклин
»	В 4 км севернее с. Паромовки	87	5	86	⊥ (001)	—75	Ортоклаз
»	с. Губенковое	82	12	78	⊥ (001)	—60	Микроклин
»	То же	87	9	81	⊥ (001)	—66	Ортоклаз
Габбро-норит	с. Бучки, правый берег р. Тростяницы; скв. 75, гл. 15 м	86	5	85	⊥ (001)	—68	»
»	с. Шадура; скв. 6088, гл. 6 м	82	11	84	⊥ (001)	—80	Микроклин
»	с. Катериновка; скв. 5351, гл. 47 м	84	6	85	⊥ (001)	—66	Ортоклаз
		89	7	86	⊥ (001)	—68	»

щелочные полевые шпаты в габбро-монцонитах плутона представлены моноклинной и промежуточной по степени триклинности разновидностями при явном преобладании ортоклаза. Взаимоотношения с плагиоклазом и темноцветными минералами свидетельствуют о более позднем по сравнению с ними выделении калинатровых полевых шпатов.

В гранитах плутона щелочные полевые шпаты преобладают над остальными минералами.

В наиболее древних в плутоне средне- и крупнозернистых иногда слегка порфировидных гранитах Қишино-Жубровичского массива щелочные полевые шпаты слагают около половины (43—45%) объема и представлены (см. табл. 22) пертитовыми разновидностями промежуточных ортоклаза и микроклина с $\Delta_p = 0{,}84—0{,}94$.

В гранитах рапакиви количество калинатровых полевых шпатов изменяется от 45 до 52%. В рапакиви встречаются две формы выделений этих минералов: порфировидные выделения — овоиды и отдельные зерна межовоидной массы. Большая часть щелочных полевых шпатов сосредоточена в овоидах. Овоиды редко представлены монокристаллом и чаще состоят из нескольких секториально наросших в большинстве несдвойникованных зерен. Преимущественно это пертитовые моноклинные разновидности, количественно подчиненные промежуточным по степени триклинности

Компонент	234	235	236	237	238	239
SiO_2	65,02	64,73	64,62	64,50	64,28	64,40
TiO_2	Не обн.	0,02	0,01	0,01	Следы	Следы
Al_2O_3	19,50	19,25	19,42	19,45	19,43	19,62
Fe_2O_3	0,22	0,48	0,33	0,25	0,39	0,26
FeO	Не обн.	0,08	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	0,16	0,20	0,25	0,18	0,23	0,30
CaO	0,82	0,76	0,42	0,60	0,92	0,84
Na_2O	3,70	3,40	3,58	3,16	3,14	3,20
K_2O	10,60	10,95	10,90	11,42	11,25	11,15
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H_2O+	0,30	0,30	0,30	0,32	0,40	0,28
Сумма	100,30	100,17	99,86	99,89	100,04	100,05
ρ, г/см^3	2,553	2,552	2,562	2,558	2,548	2,560
Or	61,9	64,4	64,6	67,4	65,9	65,4
Ab	33,1	30,6	31,8	28,4	28,3	28,8
An	5,0	5,0	3,6	4,2	5,8	5,8

Примечание. *Щелочной полевой шпат:* 234 — из гранита, с. Жубровичи, каменоломня; в 1,5 км западнее с. Малина, каменоломня Бубец; 237 — из межовоидной массы рапакиви, там же; рег р. Жерева, каменоломня; 240 — из гранита, Лезниковский карьер; 241 — из грубоовоидного ра- [55]; 243 — из выборгита, Салминский плутон [227]; 244 — из питерлита, там же [227]; 245 — из овошица.

пертитовым микроклинам с $\Delta_p = 0—0{,}85$. Эти определения в одинаковой мере относятся к щелочным полевым шпатам и овоидов, и межовоидной массы, так как характеризуются в общем однотипным структурным состоянием. Они имеют пертитовое строение с довольно отчетливым разграничением калиевой и натриевой фаз.

В рапакивиподобных гранитах щелочные полевые шпаты слагают почти половину (44—56%) объема породы и преобладают, в отличие от рапакиви, в основной межовоидной массе. Они представлены пертитовыми промежуточными микроклинами с $\Delta_p = 0{,}61—0{,}75$. В рапакивиподобных гранитах чаще, чем в рапакиви, наблюдалась микроклинизация ортоклаза.

Явление перехода ортоклаза в микроклин впервые отмечено Б. А. Поповым [220] в корсунском рапакиви, а затем А. Н. Заварицким [79] в бердяушском рапакиви (Урал) и заключается, по описанию последнего, в том, что на отдельных участках однородного зерна ортоклаза «появляется уклонение в оптической ориентировке ортоклаза с углом угасания, свойственным микроклину» [с. 392]. Нередко микроклины гранитов плутона, например гранита Емельяновского карьера, выявляют криптопертитовое строение.

Таким образом, в гранитах группы рапакиви устанавливаются две генерации щелочного полевого шпата с разной степенью упорядоченности, а именно: менее упорядоченные модификации представлены высокими и промежуточными ортоклазами, а более упорядоченные с высокой триклинностью — промежуточными и

Таблица 68

полевых шпатов, %

240	241	242	243	244	245	246
64,43	64,00	64,64	60,81	60,80	65,38	63,24
0,01	0,03	0,02	Не обн.	Не обн.	—	0,01
19,51	19,46	19,08	20,60	20,50	18,96	20,35
0,23	0,23	0,20	0,33	0,37	0,48	0,38
0,15	—	—	—	—	—	Не обн.
0,36	Следы	0,08	0,09	0,09	0,12	0,28
0,42	0,95	0,34	0,36	0,36	0,18	1,70
3,36	3,80	2,76	5,02	5,23	3,64	2,90
11,10	10,30	12,40	10,64	9,87	10,74	10,80
Не обн.	—	0,06	0,27	0,22	—	Не обн.
0,28	1,50	0,30	2.26	2,10	0,44	0,40
99,85	100,27	99,88	100,38	99,54	99,94	100,06
2,562	—	—	—	—	—	2,562
65,4	61,1	73,7	57,0	56,1	65,1	63,9
29,9	34,1	24,6	40,7	41,4	33,2	26,1
4,7	4,8	1,7	2,3	2,5	1,7	10,0

235 — из овоидов рапакиви, с. Потиевка, Городищенская каменоломня; 236 — из овоидов рапакиви, 238 — из рапакивиподобного, гранита, с. Межиричка, р. Уж; 239 — то же, с. Степановка, правый бе-пакиви, Корсунь-Новомиргородский плутон [55]; 242 — из овоидного гранита, Выборгский плутон идов рапакиви, остров Хед-Харбор, шт. Мэн, США [332]; 246 — из габбро-сиенита, р. Верхняя Ир-

реже низкими микроклинами. При этом подмечена определенная тенденция к преобладанию более упорядоченных модификаций щелочных полевых шпатов в более кислых безовоидных биотитовых гранитах, т. е. степень их триклинности уменьшается от таких гранитов к более основным рапакиви.

Среди биотитовых гранитов, не относящихся к группе рапакиви и являющихся по отношению к ним более молодыми, давно известны розово-красные средне-зернистые граниты Лезниковского массива и серые мелкозернистые, по всей вероятности жильные, граниты.

В лезниковских гранитах калинатровые полевые шпаты нередко преобладают над другими минералами, слагая в среднем более половины объема горной массы. Щелочные полевые шпаты представлены решетчатым микроклин-пертитом с $\Delta_p = 1$. В значительно меньшем количестве встречается ортоклаз-пертит.

Калинатровые полевые шпаты в серых мелкозернистых биотитовых гранитах представлены, по данным рентгеновских и кристаллооптических (см. табл. 53) измерений, пертитовым ортоклазом и преобладающим решетчатым микроклином с $\Delta_p = 0{,}80—0{,}85$. По химическим свойствам (табл. 68, аналитик Б. Мирская) калинатровые полевые шпаты гранитов Коростенского плутона довольно однотипны. В составе щелочных полевых шпатов из рапакиви и гранитов, не относящихся к этой группе, нет существенного различия. Все они характеризуются вполне определенными соотно-

шениями трех ($Or — Ab — An$) составляющих, изменяющихся в очень узких пределах. Близок к ним по составу щелочной полевой шпат из рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона и овоидов рапакиви острова Хед-Харбор. Значительное различие выявляется при сопоставлении химического состава калинатровых полевых шпатов из гранитов Коростенского и Салминского плутонов. Однако высокое значение альбитового компонента и заниженное содержание кремнезема в щелочных полевых шпатах Салминского плутона (ан. 243 и 244) ставит под сомнение точность этих анализов. По сравнению с калинатровыми полевыми шпатами гранитов Коростенского плутона щелочной полевой шпат из монцонита краевой части Володарск-Волынского массива характеризуется повышенным значением анортитовой составляющей, указывающей на наличие в пертитовых вростках кроме альбита более основного олигоклаза.

КВАРЦ

Кварц — один из главных минералов в гранитах плутона, отличается в большинстве разновидностей темно-серой почти черной окраской и разнообразием форм. Описание кварца и его количественные соотношения с другими породообразующими минералами изложены при характеристике отдельных разновидностей гранитов.

Наиболее разнообразен кварц в гранитах рапакиви, в которых образует, как отмечалось выше, гексагонально-дипирамидальные (наиболее идиоморфные), пойкило-пегматитовые (менее идиоморфные), обычно ксеноморфные, «снаружи вогнутые» и мирмекитовые формы выделений.

Происхождение таких модификаций кварца в гранитах рапакиви истолковывают по-разному. Одни авторы [325] считают гексагонально-дипирамидальный кварц в рапакиви продуктом ранней кристаллизации из расплава, т. е. наиболее высокотемпературным. По мнению других [173], крупные выделения кварца в рапакиви «представляют собой порфиробласты (метакристаллы) низкотемпературной модификации кварца, образовавшегося при температуре ниже его точки инверсии».

«Снаружи вогнутый» кварц Б. А. Попов [220] и А. Саволахти [325] рассматривали как первичный выкристаллизовавшийся из расплава вместе с калинатровым полевым шпатом. Р. Терцаги [332], а за ней О. Эрдманнсдорфер считали такой кварц метасоматическим.

Б. А. Попов [220], изучая своеобразные выделения «снаружи вогнутого» кварца в калинатровом полевом шпате выборгского рапакиви, установил в их беспорядочном на первый взгляд расположении закономерную ориентировку, совпадающую с определенными кристаллографическими направлениями в щелочном полевом шпате.

Д. А. Великославинский [54] подтвердил вывод Б. А. Попова о срастании щелочного полевого шпата с кварцем по трапецоэдрическому (ребро ромбоэдра кварца совмещено с ребром вертикальной призмы калинатрового полевого шпата) закону А. Е. Ферсмана [281]. По его мнению, «снаружи вогнутый» кварц кристаллизовался («выпадал») при метасоматическом замещении щелочного полевого шпата плагиоклазом с образованием плагиоклазовых оболочек и пертитовых вростков.

Изучение кварца в парагенезисе с другими породообразующими минералами позволяет предположить, что он выделялся в течение всего процесса становления гранитов рапакиви, а наличие различных форм выделения свидетельствует о менявшихся условиях его кристаллизации.

АМФИБОЛЫ

Амфиболы — характерные темноцветные минералы гранитов группы рапакиви. В рапакиви и в некоторых ближе стоящих к рапакиви рапакивиподобных гранитах они представлены зеленой роговой обманкой и почти бесцветным амфиболом грюнеритового типа. Сходство такого амфибола с грюнеритом впервые отметил В. И. Лучицкий [161], описавший его под названием киевита, а не грюнерита, от которого бесцветный амфибол рапакиви отличается парагенезисом. Слишком мелкие образования данного амфибола при ничтожном содержании в рапакиви не позволили выделить его для химического анализа. Кристаллооптическая характеристика этого амфибола, подтверждающая данные В. И. Лучицкого [161] и В. С. Соболева [236], приведена при описании рапакиви.

Роговая обманка — главный темноцветный минерал рапакиви. В более основных его разновидностях роговая обманка ассоциирует с моноклинным пироксеном и оливином, находясь с ними в реакционных взаимоотношениях, а в более кислых рапакивиподобных гранитах — с биотитом. Окраска ее преимущественно зеленая с буроватыми оттенками; в более крупных зернах довольно часто, особенно по краям, встречаются небольшие участки сине-зеленой более ощелоченной разновидности с иными оптическими константами. Характерны такие оптические константы для буровато-зеленой роговой обманки: $2V = -(52—64)°$, $cNg = 12—22°$, $n_g = 1{,}703—1{,}705$ ($\pm 0{,}002$), $n_p = 1{,}678—1{,}684$ ($\pm 0{,}003$), $n_g - n_p = 0{,}020—0{,}025$; для сине-зеленой: $2V = -(38—45)°$, $cNg = 13—32°$, $n_g = 1{,}698—1{,}705$ ($\pm 0{,}003$), $n_p = 1{,}680—1{,}686$ ($\pm 0{,}002$), $n_g - n_p = 0{,}014—0{,}023$.

Плотность роговых обманок изменяется от 3,428 до 3,496 г/см^3 и, по-видимому, зависит от распределения в них железа.

В табл. 69 приведены химические анализы роговых обманок Коростенского и Корсунь-Новомиргородского (ИГФМ АН УССР, аналитик Б. Мирская), а также других (для сравнения) плутонов.

Компонент	247	248	249	250	251	252
SiO_2	38,58	39,45	40,08	40,03	39,49	41,12
TiO_2	1,45	1,87	1,83	1,10	1,65	1,76
Al_2O_3	9,38	10,40	9,65	10,75	10,12	8,52
Fe_2O_3	4,53	2,75	4,15	4,56	4,28	4,49
FeO	27,88	27,44	26,12	26,58	26,67	24,82
MnO	0,30	0,23	0,34	0,31	0,34	0,36
MgO	2,27	2,56	2,37	1,98	2,21	3,70
CaO	10,36	10,50	10,14	10,22	10,18	9,68
Na_2O	1,88	2,10	1,99	1,70	1,86	2,10
K_2O	1,34	1,20	1,40	1,30	1,27	1,23
F	0,48	0,35	0,27	0,15	0,18	0,42
Cl	0,09	0,10	0,09	—	0,08	0,13
H_2O^-	0,14	0,04	0,04	0,12	0,04	0,05
H_2O+	1,60	1,38	1,74	1,35	1,68	1,69
O_2 - F, Cl	0,22	0,23	0,13	0,06	0,08	0,20
Сумма	100,06	100,14	100,08	100,09	99,97	99,87
ρ, г/см^3	3,464	3,496	3,454	3,476	3,435	3,428
$F_{общ}$	88,9	86,9	87,8	89,7	88,5	81,5

Примечание. *Роговая обманка:* 247 — из рапакиви, с. Потиевка, Городищенская камено нее с. Вишняковки; 250 — из рапакивиподобного гранита, в 1,3 км западнее с. Васьковичей, р. Шер р. Жерева; 253 — из рапакиви, Корсунь-Новомиргородский плутон, Устиновский карьер; 254 — из та, ст. Хлыстуновка, Корсунь-Новомиргородский плутон; 256 — из рапакиви, Пилтенско-Рижский тон [330]; 258 — из овоидного рапакиви, Выборгский плутон [55]; 259 — из рапакивиподобного грани

После пересчета химических анализов по кислородному методу получены следующие кристаллохимические формулы:

247. $(Ca_{1,70}\ Na_{0,58}\ K_{0,24})_{2,52}\ (Mg_{0,55}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,78}\ Fe^{3+}_{0,55}\ Ti_{0,17}\ Al_{0,06})_{5,14}\ (Si_{6,28}\ Al_{1,72})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,24}\ Cl_{0,02}\ OH_{1,74})_{2,0}$;

248. $(Ca_{1,81}\ Na_{0,66}\ K_{0,24})_{2,71}\ (Mg_{0,61}\ Mn_{0,02}\ Fe^{2+}_{3,69}\ Fe^{3+}_{0,32}\ Ti_{0,22}\ Al_{0,34})_{5,20}\ (Si_{6,36}\ Al_{1,64})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,17}\ Cl_{0,02}\ OH_{1,48}\ O_{0,33})_{2,0}$;

249. $(Ca_{1,73}\ Na_{0,58}\ K_{0,28})_{2,59}\ (Mg_{0,55}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,49}\ Fe^{3+}_{0,50}\ Ti_{0,22}\ Al_{0,24})_{5,03}\ (Si_{6,43}\ Al_{1,57})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,13}\ Cl_{0,02}\ OH_{1,82}\ O_{0,03})_{2,0}$;

250. $(Ca_{1,76}\ Na_{0,52}\ K_{0,26})_{2,54}\ (Mg_{0,47}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,57}\ Fe^{3+}_{0,54}\ Ti_{0,13}\ Al_{0,47})_{5,21}\ (Si_{6,44}\ Al_{1,56})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,07}\ OH_{1,48}\ O_{0,45})_{2,0}$;

251. $(Ca_{1,75}\ Na_{0,58}\ K_{0,24})_{2,57}\ (Mg_{0,53}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,58}\ Fe^{3+}_{0,50}\ Ti_{0,19}\ Al_{0,22})_{5,05}\ (Si_{6,31}\ Al_{1,69})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,08}\ Cl_{0,02}\ OH_{1,80}\ O_{0,10})_{2,0}$;

252. $(Ca_{1,64}\ Na_{0,64}\ K_{0,24})_{2,52}\ (Mg_{0,87}\ Mn_{0,04}\ Fe^{2+}_{3,29}\ Fe^{3+}_{0,53}\ Ti_{0,21}\ Al_{0,11})_{5,05}\ (Si_{6,53}\ Al_{1,47})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,20}\ Cl_{0,02}\ OH_{1,76}\ O_{0,02})_{2,0}$;

253. $(Ca_{1,75}\ Na_{0,52}\ K_{0,28})_{2,55}\ (Mg_{0,75}\ Mn_{0,04}\ Fe^{2+}_{3,55}\ Fe^{3+}_{0,40}\ Ti_{0,16}\ Al_{0,34})_{5,24}\ (Si_{6,38}\ Al_{1,62})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,08}\ OH_{1,58}\ O_{0,34})_{2,0}$;

роговых обманок, %

253	254	255	256	257	258	259	260
39,75	39,46	41,30	40,28	40,94	39,90	38,24	39,90
1,34	1,75	1,24	1,65	1,60	1,65	2,00	2,45
10,43	9,27	9,64	8,83	9,46	9,70	10,17	10,29
3,48	4,32	3,42	5,31	4,45	5,68	5,00	4,50
26,58	28,33	23,70	25,46	25,92	25,26	26,64	23,76
0,34	0,56	0,24	0,72	0,31	0,35	0,28	0,22
3,15	1,04	4,87	2,50	2,86	2,48	1,07	3,96
10,22	10,44	11,28	10,17	10,11	9,66	10,64	10,42
1,70	1,75	1,70	1,87	1,65	1,52	1,50	1,52
1,40	1,49	1,10	1,39	1,58	1,52	1,57	1,17
0,18	0,44	0,17	—	0,54	0,37	1,06	—
—	—	—	—	0,39	—	0,51	—
0,12	—	0,08	—	—	—	0,08	—
1,48	1,30	1,42	1,40	1,20	2,25	1,88	1,65
0,08	0,18	0,07	—	0,32	0,16	0,56	—
100,09	99,97	100,09	99,58	100,69	100,18	100,08	99,84
3,460	—	3,425	—	—	—	—	—
83,9	94,6	75,7	87,4	85,7	87,6	94,3	79,8

ломня; 248 — из мелкоовоидного рапакиви, с. Украинка, карьер; 249 — то же, в 1,5 км юго-восточ-стень; 251 — то же, с. Лугины, правый берег р. Жерева; 252 — то же, с. Степановка, правый берег крупноовоидного рапакиви, Корсунь-Новомиргородский плутон [55]; 255 — из кварцевого монцони-плутон (анализ А. П. Биркиса); 257 — из крупноовоидного рапакиви (выборгита), Выборгский плу-та (питерлита), Салминский плутон [322]; 260 — из кварцевого монцонита, Салминский плутон [15].

254. $(Ca_{1,81}\ Na_{0,54}\ K_{0,28})_{2,63}\ (Mg_{0,25}\ Mn_{0,06}\ Fe^{2+}_{3,85}\ Fe^{3+}_{0,53}\ Ti_{0,21}\ Al_{0,20})_{5,10}\ (Si_{6,44}\ Al_{1,56})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,22}\ OH_{1,40}\ O_{0,38})_{2,0}$;

255. $(Ca_{1,90}\ Na_{0,50}\ K_{0,22})_{2,62}\ (Mg_{1,14}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,13}\ Fe^{3+}_{0,40}\ Ti_{0,14}\ Al_{0,33})_{5,17}\ (Si_{6,55}\ Al_{1,45})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,07}\ OH_{1,48}\ O_{0,45})_{2,0}$;

256. $(Ca_{1,76}\ Na_{0,58}\ K_{0,26})_{2,60}\ (Mg_{0,60}\ Mn_{0,10}\ Fe^{2+}_{3,45}\ Fe^{3+}_{0,64}\ Ti_{0,19}\ Al_{0,20})_{5,18}\ (Si_{6,52}\ Al_{1,48})_{8,00}\ O_{22}\ (OH_{1,52}\ O_{0,48})_{2,0}$;

257. $(Ca_{1,71}\ Na_{0,49}\ K_{0,32})_{2,52}\ (Mg_{0,66}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,42}\ Fe^{3+}_{0,52}\ Ti_{0,19}\ Al_{0,21})_{5,03}\ (Si_{6,47}\ Al_{1,53})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,26}\ Cl_{0,10}\ OH_{1,28}\ O_{0,36})_{2,0}$;

258. $(Ca_{1,62}\ Na_{0,44}\ K_{0,30})_{2,36}\ (Mg_{0,57}\ Mn_{0,04}\ Fe^{2+}_{3,34}\ Fe^{3+}_{0,66}\ Ti_{0,19}\ Al_{0,13})_{4,93}\ (Si_{6,32}\ Al_{1,68})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,09}\ OH_{2,36})_{2,45}$;

259. $(Ca_{1,83}\ Na_{0,46}\ K_{0,30})_{2,59}\ (Mg_{0,25}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,57}\ Fe^{3+}_{0,60}\ Ti_{0,24}\ Al_{0,05})_{4,74}\ (Si_{6,14}\ Al_{1,86})_{8,00}\ O_{22}\ (F_{0,53}\ Cl_{0,14}\ OH_{1,33})_{2,0}$;

260. $(Ca_{1,76}\ Na_{0,46}\ K_{0,22})_{2,44}\ (Mg_{0,94}\ Mn_{0,03}\ Fe^{2+}_{3,15}\ Fe^{3+}_{0,53}\ Ti_{0,28}\ Al_{0,23})_{5,16}\ (Si_{6,33}\ Al_{1,67})_{8,00}\ O_{22}\ (OH_{1,76}\ O_{0,24})_{2,0}$.

Характерной особенностью роговых обманок рапакиви и рапакивидоподобных гранитов Коростенского и Корсунь-Новомиргород-

ского плутонов является высокая железистость (81,5—89,7%) при малом содержании магния. По сравнению с ними роговые обманки из кварцевых монцонитов Корсунь-Новомиргородского и Салминского плутонов менее железистые ($F_{общ} = 75,7—79,8\%$), в них меньше калия и натрия и больше магния.

Т. Сахама [322], а за ним А. Симонен и А. Ворма [330] описали подобные роговые обманки из гранитов рапакиви Салминского и Выборгского плутонов, назвав их феррогастингситами. Однако для настоящих гастингситов, как правильно отметил В. С. Соболев [236], кроме высокой железистости, характерно большее (в формульных коэффициентах не менее единицы) содержание щелочных элементов, а вмещающими гастингситы должны быть не граниты с кварцем, а породы, недосыщенные кремнекислотой. Поэтому роговые обманки из рапакиви, имеющие отчасти щелочной характер, правильнее относить к образованиям, промежуточным между обыкновенными роговыми обманками и амфиболами ряда паргасит — феррогастингсит.

В габбро, габбро-норитах и монцонитах роговая обманка встречается спорадически в небольших количествах и притом как постериорный минерал при замещении пироксенов и отчасти плагиоклазов. Для роговой обманки габбро-норитов характерны слабый плеохроизм от зеленого до желтовато- и бледно-зеленого и повышенные значения угла $2V$, изменяющиеся от —66 до —74°, $cNg = 15—20°$. Более существенной составной частью роговая обманка является в амфиболовом и ортоклазовом габбро и в кварцевых монцонитах, в которых ее содержание подчас достигает 10—12%. Для роговой обманки этих пород характерен плеохроизм от буровато-зеленого по Ng до бледно-зеленого по Np, а углы $2V$ изменяются в более широком интервале от —58 до —76° при $cNg = 14—26°$. Судя по углам оптических осей, железистость роговой обманки в основных породах значительно меньше, чем в гранитах плутона. Этим подтверждается прямая зависимость: с возрастанием кислотности вмещающих пород повышается железистость роговой обманки.

БИОТИТ

Биотит — непременный фемический минерал большинства гранитов Коростенского плутона. Из всех темноцветных минералов, содержащихся в породах плутона, он самый распространенный, присутствует почти во всех породах, слагая в них от десятых долей процента до 5—7% горной массы. Некоторым исключением являются наиболее основные разновидности рапакиви и анортозитов, не содержащие или почти не содержащие биотита.

В основных породах (габбро-анортозитах, габбро-норитах и габбро-норито-монцонитах) биотит образует мелкие (0,1—1,0 мм) пластинчатые и чешуйчатые выделения, находясь в парагенезисе с оливином, пироксенами, рудными (титано-железистыми) минералами и роговой обманкой, в этих породах он более поздний (постериорный) минерал.

В рапакиви и рапакивиподобных гранитах биотит чаще встречается с роговой обманкой, будучи в одних разновидностях главным темноцветным минералом, а в других количественно ей подчиненным. Лишь в гранитах повышенной кислотности биотит является единственным темноцветным минералом, определяющим разновидности гранитов плутона.

В табл. 70 приведены химические анализы биотитов из пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского (ИГФМ АН УССР, аналитик Б. Мирская), а также других (для сравнения) плутонов.

После пересчетов химических анализов биотитов по кислородному методу получены такие кристаллохимические формулы:

92. $[(K_{0,84}\ Na_{0,12})_{0,96}\ Ca_{0,04}]_{1,00}\ (Mg_{0,42}\ Fe^{2+}_{1,70}\ Mn_{0,04}\ Fe^{3+}_{0,30}\ Ti_{0,15}\ Al_{0,14})_{2,75}\ (Si_{2,76}\ Al_{1,24})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,07}\ OH_{1,86}\ O_{0,07})_{2,0}$;

157. $[(K_{0,84}\ Na_{0,04})_{0,88}\ Ca_{0,02}]_{0,90}\ (Mg_{0,50}\ Fe^{2+}_{1,72}\ Mn_{0,04}\ Fe^{3+}_{0,31}\ Ti_{0,15}\ Al_{0,11})_{2,82}\ (Si_{2,69}\ Al_{1,31})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,10}\ OH_{1,80}\ O_{0,10})_{2,0}$;

261. $[(K_{0,86}\ Na_{0,04})_{0,90}\ Ca_{0,02}]_{0,92}\ (Mg_{0,28}\ Fe^{2+}_{2,12}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,07}\ Ti_{0,20}\ Al_{0,03})_{2,71}\ (Si_{2,74}\ Al_{1,26})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,16}\ OH_{1,84})_{2,0}\ 0{,}15\ H_2O$;

262. $[(K_{0,86}\ Na_{0,08})_{0,94}\ Ca_{0,05}]_{0,99}\ (Mg_{0,30}\ Fe^{2+}_{2,06}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,16}\ Ti_{0,19})_{2,72}\ (Si_{2,72}\ Al_{1,22})_{3,94}\ O_{10}\ (F_{0,12}\ OH_{1,88})_{2,0}\ 0{,}22\ H_2O$;

263. $[(K_{0,84}\ Na_{0,06})_{0,90}\ Ca_{0,05}]_{0,95}\ (Mg_{0,30}\ Fe^{2+}_{2,00}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,22}\ Ti_{0,14}\ Al_{0,12})_{2,79}\ (Si_{2,74}\ Al_{1,26})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,08}\ OH_{1,90}\ O_{0,02})_{2,0}$;

264. $[(K_{0,88}\ Na_{0,04})_{0,92}\ Ca_{0,02}]_{0,94}\ (Mg_{0,44}\ Fe^{2+}_{2,03}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,10}\ Ti_{0,18}\ Al_{0,03})_{2,79}\ (Si_{2,78}\ Al_{1,22})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,12}\ OH_{1,88})_{2,0}\ 0{,}12\ H_2O$;

93. $[(K_{0,82}\ Na_{0,10})_{0,92}\ Ca_{0,08}]_{1,0}\ (Mg_{0,42}\ Fe^{2+}_{1,93}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,21}\ Ti_{0,16}\ Al_{0,04})_{2,77}\ (Si_{2,75}\ Al_{1,25})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,08}\ OH_{1,92})_{2,0}$;

158. $[(K_{0,90}\ Na_{0,08})_{0,98}\ Ca_{0,02}]_{1,00}\ (Mg_{0,25}\ Fe^{2+}_{1,96}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,16}\ Ti_{0,13}\ Al_{0,24})_{2,75}\ (Si_{2,76}\ Al_{1,24})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,11}\ OH_{1,88}\ O_{0,01})_{2,0}$;

142. $[(K_{0,86}\ Na_{0,08})_{0,94}\ Ca_{0,05}]_{0,99}\ (Mg_{0,22}\ Fe^{2+}_{1,78}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,30}\ Ti_{0,13}\ Al_{0,27})_{2,72}\ (Si_{2,76}\ Al_{1,24})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,09}\ OH_{1,80}\ O_{0,11})_{2,0}$;

143. $[(K_{0,82}\ Na_{0,10})_{0,92}\ Ca_{0,08}]_{1,0}\ (Mg_{0,07}\ Fe^{2+}_{1,71}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,21}\ Li_{0,08}\ Ti_{0,10}\ Al_{0,46})_{2,64}\ (Si_{2,77}\ Al_{1,23})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,22}\ OH_{1,72}\ O_{0,06})_{2,0}$;

154. $[(K_{0,84}\ Na_{0,08})_{0,92}\ Ca_{0,03}]_{0,95}\ (Mg_{0,61}\ Fe^{2+}_{1,55}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,20}\ Ti_{0,14}\ Al_{0,33})_{2,84}\ (Si_{2,63}\ Al_{1,37})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,04}\ OH_{1,80}\ O_{0,16})_{2,0}$;

155. $[(K_{0,82}\ Na_{0,08})_{0,90}\ Ca_{0,02}]_{0,92}\ (Mg_{0,61}\ Fe^{2+}_{1,50}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,26}\ Ti_{0,14}\ Al_{0,29})_{2,81}\ (Si_{2,64}\ Al_{1,36})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,06}\ OH_{1,83}\ O_{0,06})_{2,0}$;

265. $[(K_{0,80}\ Na_{0,06})_{0,86}\ Ca_{0,05}]_{0,91}\ (Mg_{0,27}\ Fe^{2+}_{2,02}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,13}\ Ti_{0,15}\ Al_{0,26})_{2,84}\ (Si_{2,73}\ Al_{1,27})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,07}\ OH_{1,86}\ O_{0,07})_{2,0}$;

266. $[(K_{0,78}\ Na_{0,02})_{0,80}\ Ca_{0,06}]_{0,86}\ (Mg_{0,30}\ Fe^{2+}_{2,05}\ Mn_{0,03}\ Fe^{3+}_{0,23}\ Ti_{0,16})_{2,77}\ (Si_{2,77}\ Al_{1,22})_{3,99}\ O_{10}\ (F_{0,10}\ OH_{1,90})_{2,0}\ 0{,}12\ H_2O$;

Компонент	92	157	261	262	263	264	93	158	142
SiO_2	34,50	33,50	33,90	33,59	33,75	33,93	34,08	34,05	34,32
TiO_2	2,52	2,56	3,36	3,00	2,47	3,06	2,61	2,24	2,19
Al_2O_3	14,75	15,01	13,52	13,26	14,52	13,17	13,68	15,58	15,90
Fe_2O_3	5,08	5,20	1,36	2,72	3,60	2,65	3,51	2,62	5,06
FeO	25,58	25,71	31,32	30,46	29,74	29,89	28,65	29,02	22,68
MnO	0,65	0,72	0,20	0,31	0,25	0,27	0,17	0,31	0,35
MgO	3,59	4,16	2,35	2,50	2,53	3,62	3,55	2,17	1,88
CaO	0,50	0,38	0,31	0,69	0,65	0,24	1,02	0,36	0,57
Na_2O	0,82	0,44	0,34	0,65	0,45	0,35	0,75	0,55	0,68
K_2O	8,49	8,25	8,54	8,36	8,30	8,54	8,19	8,82	8,52
F	0,30	0,42	0,66	0,50	0,36	0,48	0,35	0,46	0,38
H_2O^-	0,06	0,20	0,22	0,19	0,16	0,18	0,12	0,20	0,18
H_2O+	3,52	3,35	3,88	3,95	3,56	3,80	3,58	3,53	3,42
$O_2 - F$	0,13	0,18	0,28	0,21	0,15	0,20	0,15	0,19	0,16
Сумма	100,23	99,72	99,68	99,97	100,19	99,98	100,19	99,72	99,97
ρ, г/см³	3,185	3,025	3,235	3,277	3,240	3,226	3,246	3,228	3,230
$F_{общ}$	82,9	80,8	88,7	88,2	88,1	83,3	83,5	89,2	90,4

Примечание. *Биотит:* 92 — из биотитового гранита, с. Кишин; 157 — то же, с. Жубровичи, из мелкоовоидного рапакиви, в 1,5 км юго-восточнее с. Вишняковки; 263 — из биотит-амфиболового гранита, с. Охотовка; 93 — из амфибол-биотитового гранита, с. Степановка, правый берег р. Жер; 142 — то же, р. Тростяница; 143 — из биотитового гранита, Лезниковский карьер (кроме того, то же, с. Пугачевка; 265 — из крупноовоидного рапакиви, Корсунь-Новомиргородский плутон, Пру рапакиви, массив Ахвенисто (кроме того, 0,11 P_2O_5) [325]; 268 — из темного выборгита, Выборгский минский плутон [227]; 271 — из габбро-сиенита, Володарск-Волынский массив, р. Верхняя Иршица;

267. $[(K_{0,66}\ Na_{0,12})_{0,78}\ Ca_{0,16}]_{0,94}\ (Mg_{0,37}\ Fe^{2+}_{1,97}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,28}\ Ti_{0,12}\ Al_{0,01})_{2,76}\ (Si_{2,86}\ Al_{1,14})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,23}\ OH_{1,66}\ O_{0,11})_{2,0}$;

268. $[(K_{0,86}\ Na_{0,06})_{0,92}\ Ca_{0,01}]_{0,93}\ (Mg_{0,34}\ Fe^{2+}_{2,15}\ Mn_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,24}\ Ti_{0,17})_{2,91}\ (Si_{2,86}\ Al_{1,10})_{3,96}\ O_{10}\ (F_{0,13}\ OH_{1,74}\ O_{0,13})_{2,0}$;

269. $[(K_{0,94}\ Na_{0,02})_{0,96}\ Ca_{0,03}]_{0,99}\ (Mg_{0,36}\ Fe^{2+}_{1,57}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,25}\ Ti_{0,14}\ Al_{0,38})_{2,72}\ (Si_{2,70}\ Al_{1,30})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,24}\ OH_{1,52}\ O_{0,24})_{2,0}$;

270. $[(K_{0,82}\ Na_{0,02})_{0,84}\ Ca_{0,02}]_{0,86}\ (Mg_{0,31}\ Fe^{2+}_{2,06}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,29}\ Ti_{0,17}\ Al_{0,04})_{2,89}\ (Si_{2,67}\ Al_{1,33})_{4,0}\ O_{10}\ (OH)_2\ 0{,}11\ H_2O$;

271. $[(K_{0,84}\ Na_{0,02})_{0,86}\ Ca_{0,06}]_{0,92}\ (Mg_{1,28}\ Fe^{2+}_{1,27}\ Fe^{3+}_{0,14}\ Ti_{0,17}\ Al_{0,22})_{3,08}\ (Si_{2,86}\ Al_{1,14})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,06}\ OH_{1,24}\ O_{0,70})_{2,0}$;

272. $(K_{0,86}\ Na_{0,02})_{0,88}\ (Mg_{1,86}\ Fe^{2+}_{0,78}\ Mn_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,20}\ Ti_{0,24}\ Al_{0,05})_{3,15}\ (Si_{2,86}\ Al_{1,14})_{4,0}\ O_{10}\ (F_{0,14}\ OH_{0,86}\ O_{1,0})_{2,0}$.

Биотиты Коростенского плутона сильно железистые с незначительным содержанием магния. Наиболее железистыми оказались биотиты лезниковского гранита ($F_{общ} = 96{,}4\%$) с предельно минимальным содержанием магния. Наименее железистые биотиты из серых мелкозернистых гранитов ($F_{общ} = 74{,}0—74{,}4\%$). По сравнению с ними биотит из габбро-сиенитов содержит в несколько раз

Таблица 70

биотитов, %

143	154	155	265	266	267	268	269	270	271	272
34,92	33,39	33,65	33,92	34,28	35,60	34,90	34,28	32,62	36,67	37,94
1,73	2,48	2,41	2,59	2,77	1,90	2,82	2,48	2,70	2,97	4,28
18,06	18,27	17,83	16,25	12,97	12,28	11,44	18,28	14,22	14,80	13,25
3,58	3,44	4,58	2,30	3,86	4,65	3,99	4,34	4,68	2,60	3,63
25,83	23,42	22,96	29,53	30,46	29,47	31,44	23,90	30,10	19,54	12,30
0,29	0,27	0,29	0,19	0,46	0,30	0,15	0,30	0,35	0,06	0,30
0,62	5,25	5,27	2,35	2,50	3,14	2,80	3,14	2,58	11,04	16,42
1,03	0,48	0,34	0,67	0,81	1,92	0,19	0,45	0,32	0,67	Не обн.
0,72	0,68	0,60	0,48	0,19	0,89	0,41	0,23	0,26	0,20	0,13
8,16	8,57	8,28	8,05	7,66	6,67	8,38	9,52	7,88	8,40	9,03
0,92	0,18	0,25	0,32	0,43	0,93	0,54	0,98	—	0,26	0,62
0,23	0,32	0,22	0,08	—	0,00	0,04	—	0,46	0,28	Не обн.
3,32	3,45	3,60	3,53	3,85	3,11	3,21	2,90	3,79	2,40	1,72
0,38	0,07	0,10	0,13	0,18	0,39	0,22	0,41	—	0,11	0,26
99,32	100,13	100,18	100,13	100,06	100,58	100,09	100,39	90,96	99,78	99,36
3,227	3,163	3,137	3,236	—	3,270	—	—	—	2,994	—
96,4	74,0	74,4	88,3	88,5	85,9	87,5	83,5	88,2	52,6	35,2

каменоломня; 261 — из крупноовоидного рапакиви, с. Потиевка, Городищенская каменоломня; 262 — рапакивиподобного гранита, Березовский карьер; 264 — из амфибол-биотитового рапакивиподобного рева (кроме того, 0,08% Li_2O); 158 — из биотитового рапакивиподобного гранита, Емельяновский карь- 0,29% Li_2O); 154 — из серого мелкозернистого биотитового гранита, Островская каменоломня; 155 — дянский карьер; 266 — из рапакиви, Пилтенско-Рижский плутон (анализ А. П. Беркиса); 267 — из плутон [330]; 269 — из трахитоидного рапакиви, Выборгский плутон [55]; 270 — из питерлита, Сал- 272 — из габбро-норита, Пилтенско-Рижский плутон [37].

больше MgO и значительно меньше FeO, в связи с чем железистость снижается до 52,6%, а в биотите из габбро-норита Пилтенско-Рижского плутона — до 35,2%.

Характерная особенность биотитов в гранитах Коростенского плутона — высокое содержание не только железа, но и титана, а также фтора. Высокими содержаниями железа и титана обусловлены коричневая и темно-бурая окраска биотитов, а также высокие показатели преломления, изменяющиеся в пределах $n_g \approx n_m =$ $= 1{,}668$—$1{,}696$ ($\pm 0{,}003$). Плотность анализированных биотитов из гранитов плутона изменяется от 3,025 до 3,277 г/см^3.

Высокая железистость биотитов плутона — следствие их кристаллизации в условиях низкого парциального давления кислорода. Биотиты Коростенского плутона можно было бы считать ферробиотитами, однако по составу трехвалентных ионов в октаэдрических слоях правильнее отнести их не просто к ферробиотитам, а к алюмоферробиотитам.

ЦИРКОН

Циркон — самый распространенный акцессорный минерал гранитов Коростенского плутона, для которых является типоморфным. В основных породах плутона циркон встречается в виде единичных

мелких кристалликов и для них не характерен; лишь в кварцевых монцонитах содержание его резко возрастает и приближается к таковому в зеленовато-темно-серых мелкоовоидных рапакиви.

Циркон встречается во всех разновидностях гранитов плутона, но больше всего его в гранитах группы рапакиви, причем в более основных рапакиви его меньше, чем в более кислых разностях рапакивиподобных гранитов. По данным количественного подсчета в шлифах содержание циркона изменяется примерно так: в биотитовых гранитах Кишиново-Жубровичского массива от 0,01 до 0,05—0,07%, в рапакивиподобных гранитах от 0,08 до 0,3%, в биотитовых гранитах Лезниковского массива от 0,02 до 0,05—0,06%, в серых мелкозернистых биотитовых гранитах сел Пугачевки и Боровицы от 0,01 до 0,05%.

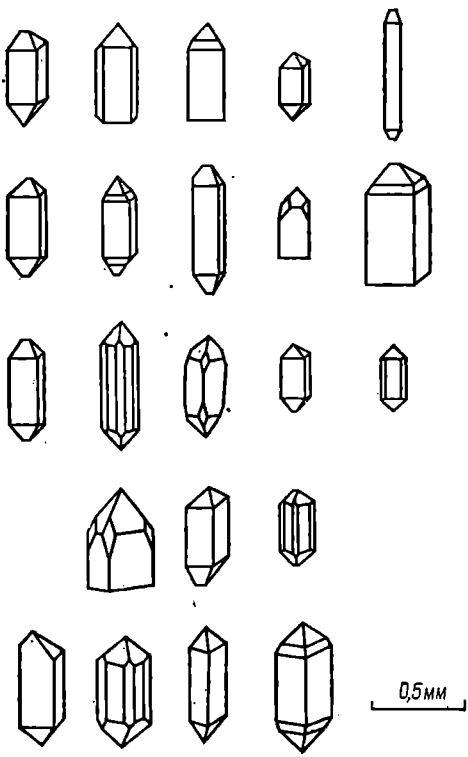


Рис. 13. Форма кристаллов цирконов:
а — однопризматические; *б* — комбинации тетрагональных призм первого рода с бипирамидами; *в* — цирконы из гранитов, не относящихся к рапакиви; *г* — цирконы с зональным строением

Циркон образует довольно хорошо ограненные призматические короткостолбчатые кристаллы (рис. 13). Как правильно отметили Н. Ю. Левковская и И. Д. Царовский [141], цирконы в рапакиви плутона характеризуются отчетливым столбчатым обликом и образуют кристаллы цирконового типа. Многие из однопризматических кристаллов имеют асимметричный облик, обусловленный неравномерным развитием призматических и наросших пирамидальных граней. Размер кристаллов не превышает 1 мм по длинной оси, а в поперечнике менее 0,05 мм. Для цирконов рапакиви и рапакивиподобных гранитов характерны комбинации тетрагональних призм первого рода {110} с бипирамидами; в цирконах из гранитов, не относящихся к группе рапакиви, кроме граней призм первого рода появляются грани {111} и {010}, а на некоторых кристаллах в основании двух верхних пирамид слабо заметны плоскости третьей начальной пирамиды.

Большинство кристаллов циркона бледно-розового цвета со слабым сиреневым оттенком; многим кристаллам придают светло-бурую окраску гидроксиды железа, нередко обволакивающие их сплошной коркой, маскирующей метамиктные участки.

В цирконах некоторых разновидностей гранитов отмечалось зональное строение, выраженное в последовательном нарастании однотипных полос роста кристалла; лишь в единичных кристаллах удавалось наблюдать среднюю слегка затемненную часть и краевую более прозрачную. Такие единичные кристаллы не являются примерами тех двух генераций (раннемагматического ядра и регенерированной оболочки), которые выделяли Е. Я. Марченко и Е. П. Гуров [175] в цирконах Коростенского плутона.

Химические анализы цирконов (ИГФМ АН УССР, аналитик Б. Мирская) приведены в табл. 71. Не все имеющиеся в литературе анализы цирконов из пегматитов и гранитов Коростенского плутона оказались пригодными для сравнения, будучи у одних авторов недостаточно полными [88], а у других — недостаточно точными [175].

Таблица 71

Химический состав цирконов, %

Компонент	273	274	275	276	277	278	279	280
SiO_2	32,38	32,60	32,74	32,52	32,45	32,65	32,62	32,50
TiO_2	0,13	0,02	0,10	0,12	0,07	0,40	0,16	0,08
ZrO_2	61,65	62,46	62,64	61,76	61,58	60,76	62,37	62,06
HfO_2	1,98	2,04	2,14	1,84	2,23	2,20	2,25	2,04
TR_2O_3	0,38	0,34	0,28	0,29	0,40	0,96	0,26	0,28
Al_2O_3	0,86	0,39	0,67	0,88	0,87	0,60	0,68	0,90
Fe_2O_3	1,08	0,99	0,54	1,04	0,92	1,00	0,82	0,70
MgO	0,25	0,12	0,18	0,20	0,27	0,40	0,20	0,28
CaO	0,50	0,36	0,34	0,42	0,52	0,06	0,32	0,56
H_2O^-	0,06	0,08	0,07	0,07	0,04	0,20	0,04	0,05
H_2O+	0,39	0,30	0,24	0,43	0,38	0,90	0,26	0,49
Сумма	99,66	99,70	99,94	99,57	99,73	100,03	99,98	99,94
K_{Hf}	3,6	3,6	3,8	3,3	3,9	3,8	3,9	3,6
ρ, г/см³	4,590	4,610	4,608	4,568	4,560	—	4,530	4,370

Примечание. *Циркон:* 273 — из биотитового гранита, с. Кишин; 274 — из крупноовоидного рапакиви, с. Городище; 275 — из мелкоовоидного рапакиви, с. Украинка; 276 — из рапакивиподобного гранита, с. Лугины; 277 — то же, с. Степановка, правый берег р. Жерева; 278 — то же, Вишняковский участок (кроме того, 0,04% U_3O_8) (анализ О. И. Матковского); 279 — из кварцевого монцонита, ст. Хлыстуновка; 280 — из биотитового порфировидного гранита, с. Бехи.

Все проанализированные цирконы гранитов плутона по составу очень сходны между собою; более того, они мало чем отличаются от циркона из биотитового порфировидного кировоградского гранита (с. Бехи), содержание ZrO_2 во всех анализах не превышает 62—63%, т. е. меньше теоретического, а содержание SiO_2 к нему очень близко; содержание HfO_2 изменяется в довольно узком

интервале (1,84—2,25%), а сумма редкоземельных элементов — от 0,26 до 0,40% (в ан. 278 ΣTR_2O_3, несомненно, завышена). Сходство гафний-циркониевого отношения видно из вычисленных коэффициентов гафниеносности (K_{Hf} соответствует процентному содержанию Hf относительно суммы Zr + Hf, принятой за 100), изменяющихся от 3,3 до 3,9. В составе редкоземельных элементов, по данным спектрального анализа (ИГФМ АН УССР, аналитик Л. Орлова), преобладает иттрий, содержание которого не превышает 0,1%, лишь в цирконах из гранитов Кишино-Жубровичского массива оно достигало 0,2—0,3%. Постоянной примесью в цирконах гранитов Коростенского плутона является скандий с содержанием от 0,001 до 0,01%. Из 16 цирконов, проанализированных спектрально тем же аналитиком на скандий, ни в одном не получено количества, близкого к 0,16%, приведенного в монографии М. Н. Ивантишина [88].

Судя по данным табл. 71, отношение гафния к цирконию не может служить коррелирующим при расчленении разновозрастных гранитов.

ФЛЮОРИТ

Флюорит — также важный акцессорный минерал, характерный для гранитов Коростенского плутона; встречается во всех или почти во всех разновидностях гранитов, распределен в них неравномерно и в небольших количествах, примерно вдвое меньше циркона. Однако на отдельных участках некоторых гранитов флюорита больше, чем циркона, и даже в несколько раз, как, например, в лезниковских гранитах.

На повышение содержания флюорита в биотит-амфиболовых гранитах рек Жерева и Норыни впервые указал И. А. Морозевич [187], рассматривавший их как фумарольную фацию красных гранитов Волыни.

По содержанию акцессорных минералов Б. Ф. Мицкевич [185] выделил три типа гранитов в Коростенском плутоне: цирконовый, флюоритовый и апатитовый. Такое разделение нельзя признать достаточно обоснованным, так как взятые им протолочки оказались не представительными: из 20 проб в 11 преобладал апатит — минерал, не характерный для гранитов.

Почти все граниты плутона содержат в переменных количествах циркон и флюорит, в связи с чем можно выделять флюорит-цирконовые разности гранитов с преобладанием циркона и циркон-флюоритовые — с преобладанием флюорита.

Описанию флюоритовых проявлений в гранитах и пегматитах Коростенского плутона отведен раздел в монографии Ю. Ю. Юрка, Е. П. Гурова и Е. П. Гуровой [299]. Ими впервые описан цериевый флюорит из пегматита лезниковского гранита, приведен химический анализ этого очень редкого минерала. Заслуживает внимания вывод авторов о метасоматическом происхождении флюо-

рита, образовавшегося в процессе высокотемпературного замещения породообразующих минералов пегматитов.

Форма выделений флюорита в гранитах плутона довольно разнообразная и обусловлена в большинстве очертаниями других более идиоморфных минералов. Флюорит образует мелкие (0,1—0,2 до 1 мм) округлые и продолговатые ксеноморфные зерна, обычно расположенные в промежутках между полевым шпатом и кварцем, либо приуроченные к агрегатным скоплениям роговой обманки и биотита. Более крупные скопления флюорита отмечались по трещинам отдельности в гранитах, где кроме агрегатных скоплений зерен наблюдались мелкие кубические кристаллы флюорита размером не более 1—2 мм. В большинстве флюорит бледно-фиолетовый, многие зерна бесцветны; характерно пятнисто-фиолетовое окрашивание зерен.

Химические анализы флюоритов из гранитов Коростенского плутона (ИГФМ АН УССР, аналитик Б. Мирская) приведены в табл. 72.

Таблица 72

Химический состав флюоритов, %

Компонент	281	282	283	284
CaO	50,61	50,60	50,51	50,56
F	47,79	47,78	47,98	47,87
TR_2O_3	0,27	0,15	0,19	0,25
Fe_2O_3	0,40	0,48	0,48	0,47
Al_2O_3	0,38	0,37	0,37	0,35
Na_2O	0,10	0,10	0,10	0,12
SiO_2	0,16	0,10	0,10	0,15
H_2O	0,13	0,14	0,15	0,19
Сумма	99,84	99,72	99,88	99,96
ρ, г/см³	3,189	3,183	3,197	3,195

Примечание. *Флюорит:* 281 — из биотитового гранита, с. Жубровичи; 282 — из биотит-амфиболового гранита, с. Россоховское; 283 — из амфибол-биотитового гранита, с. Степановка, р. Жерева; 284 — из мелкоовоидного биотит-амфиболового рапакиви, с. Украинка.

Как показали результаты анализов, составы флюоритов из гранитов плутона весьма сходны, содержания фтора и кальция в них близки к теоретическим. Флюориты состоят не менее чем на 98,5% из CaF_2; небольшие количества в них SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и Na_2O связаны, по-видимому, с примесями и включениями. Редкоземельные элементы не превышают в сумме 0,25—0,27%. По данным спектрального анализа (ИГФМ АН УССР, аналитик Л. Орлова) в 10 пробах флюорита преобладали элементы цериевой группы; например, если в флюорите из рапакиви Городищенской каменоломни 0,2% церия от суммы TR_2O_3, то иттрия всего около 0,06%. Еще большая разница в соотношении церия и иттрия в флюорите

лезниковского гранита, в котором церия 1—2%, а иттрия около 0,03%.

Флюорит является более низкотемпературным по отношению к тем породообразующим минералам гранитов, за счет которых образовался.

* * *

В результате изучения типоморфных минералов удалось выявить особенности их вещественного состава и проследить его изменения (особенно на так называемых сквозных минералах) в процессе становления плутона от основных пород к гранитам группы рапакиви. Так, основность плагиоклазов и степень упорядоченности щелочных полевых шпатов последовательно снижаются от основных пород к гранитам группы рапакиви; одновременно возрастает в такой же последовательности железистость темноцветных минералов.

Несмотря на менявшиеся условия минералообразования, некоторые минералы основных пород, например оливин, моноклинный пироксен и андезин (не говоря о более устойчивом ильмените), сохранились в основных разновидностях рапакиви, оказавшись при этом в не совсем обычных («запрещенных») парагенезисах. Эти минералы для гранитов рапакиви являются не первичными, как полагают многие, а реликтовыми, унаследованными от основных пород.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ПОРОД И ГРАНИТОВ

В данном разделе рассмотрены важнейшие петрохимические особенности основных пород и гранитов Коростенского плутона, позволяющие (в сочетании с другими особенностями) устанавливать принадлежность их к определенной формации и определять различие и сходство с однотипными породами других плутонов.

Анортозиты Коростенского плутона характеризуются повышенным содержанием алюминия, кальция и натрия и пониженным — железа, магния и титана. Содержание SiO_2 в анортозитах варьирует в довольно узком интервале (52—54%), несколько превышая (на 2—4%) таковое в среднем анортозите, по Дэли. Многие их разновидности, в том числе наиболее основные, содержат избыточный по сравнению с нормативным кремнезем. Большинство разновидностей анортозитов плутона содержит меньше Al_2O_3, чем средний анортозит, по Дэли. Разновидности анортозитов с близким к среднему анортозиту содержанием Al_2O_3 (например, лабрадорит с. Нового Бобрика, анортозиты с. Добрыни и правого берега р. Шестеня, ниже с. Васьковичей) отличаются от него меньшим содержанием CaO, что отражено на диаграмме (рис. 14) значительным

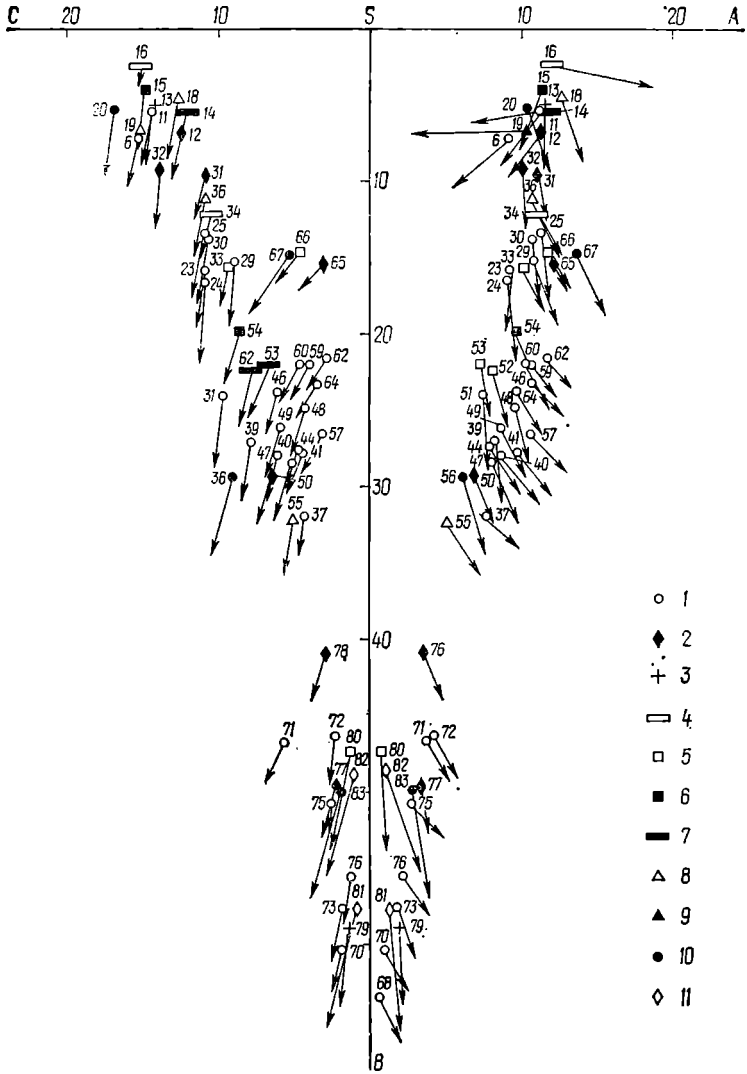


Рис. 14. Барицентрическая диаграмма для основных и ультраосновных пород

Плутон: *1* — Коростенский, *2* — Корсунь Новомиргородский, *3* — Пилтенско-Рижский, *4* — Ахвенисто, *5* — Салминский, *6* — Джугджурский, *7* — Нордингра, *8* — Адирондак, *9* — Мадагаскар; **средний тип:** *10* — по Дэли, *11* — по Нокколдсу. Цифры на рисунке соответствуют номерам химических анализов табл. 4, 7, 11, 16, 20

смещением векторов влево к оси *SB*. Положение среднего анортозита, по Дэли, среди анортозитов Коростенского плутона показано на диаграмме CaO — FeO — MgO (рис. 15).

Средний анортозит Коростенского плутона содержит больше Al_2O_3 (27,5%), чем анортозиты Корсунь-Новомиргородского

(25,2%), Пилтенско-Рижского (26,3%), Салминского (26,2%) и некоторых других плутонов, и меньше, чем анортозиты Ахвенисто (27,7) и особенно Мадагаскара (29,8%), что выражено на диаграмме в наибольшем выполаживании и удлинении вектора к оси *SB*. По общей железистости анортозиты Коростенского плутона (53,7% — среднее из 12 анализов) близки к анортозитам Адирондака, Западной Латвии, Нордингра и Джугджура; они менее железистые, чем анортозиты Корсунь-Новомиргородского плутона (63,9) и Ахвенисто (66,7). Чрезмерно высокая железистость анортозитов (выше, чем у некоторых гранитов рапакиви) Салминского (83,3) плутона и Мадагаскара (86,9) заставляет усомниться в достоверности определений железа в них.

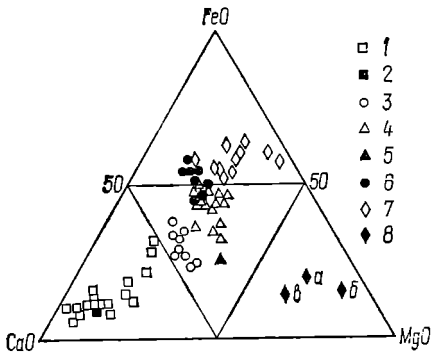


Рис. 15. Диаграмма CaO—FeO—MgO для основных и ультраосновных пород Коростенского плутона:

1 — анортозит; *2* — средний тип анортозита, по Дэли; *3* — габбро-норито-анортозит; *4* — габбро-норит; *5* — средний тип оливинового габбро, по Дэли; *6* — габбро-норито-монцониты; *7* — ультрамафиты; *8* — средние типы ультрамафитов (*а* — верлит, по Дэли; *б* — перидотит, по Нокколдсу; *в* — пироксенит, по Нокколдсу)

Габбро-норито-анортозиты, будучи лейкократовой разновидностью габброидов, существенно отличаются от анортозитов: в них меньше алюминия и кальция, а больше железа, магния и титана, несколько меньше калия, натрия и кремния. Эти различия обусловлены тем, что в породах данной группы меньше плагиоклазов и больше (почти вдвое) темноцветных минералов. На векторной диаграмме все они расположены вдали от оси *SB*. На диаграмме CaO — FeO — MgO (рис. 15) габбро-норито-анортозиты занимают промежуточное положение между анортозитами и габбро-норитовыми породами.

Габбро-нориты Коростенского плутона — породы нормального ряда, характеризуются довольно выдержанными соотношениями входящих петрогенных оксидов, прежде всего кремнезема и глинозема, которых меньше, чем в анортозитах и габбро-норито-анортозитах. По содержанию кремнезема и глинозема габбро-норитовые породы плутона близки к среднему габбро, по Дэли. Несколько больше других разновидностей отличаются от среднего типа габбро повышенным содержанием кремнезема (не являющегося, однако, в них избыточным) габбро-нориты с. Слипчиц и лейкократовое габбро с. Кривотина. Габбро-нориты Коростенского плутона содержат глинозема (14,9%) меньше, чем габбро-нориты Салминского (17,2%), Джугджурского (19,2%) и Пилтенско-Рижского (19,3%) плутонов.

Характерным для всей группы габбро-норитовых пород плутона является повышенное содержание титана и железа с многократ-

ным преобладанием FeO над Fe_2O_3. Общая железистость габбро-норитовых пород Коростенского плутона (61,3%) выше таковой габбро-норитов Адирондака, Пилтенско-Рижского (49,5) и Джугджурского (55,4) плутонов и меньше железистости габбро-норитов Нордингра (62,9) и Корсунь-Новомиргородского (67,1) плутона. Важная особенность габбро-норитовых пород — значительное преобладание натрия над калием, сохраняющееся (хотя и в меньшей степени) в габбро-норито-монцонитах, с которыми габбро-нориты связаны постепенными, почти незаметными переходами.

Габбро-норито-монцонитовые породы плутона отличаются от габбро-норитов меньшим содержанием глинозема и несколько превосходящим — кремнезема. Однако более существенным отличием являются повышенная железистость и калиевость. По мере уменьшения количества кальция возрастает содержание калия, которого почти вдвое больше, чем в габбро-норитах. В связи с резким увеличением количества калия меняются соотношения щелочных элементов в сторону выравнивания их процентного содержания.

Следовательно, если проследить изменения в составе основных пород плутона от анортозитов к габбро-норито-монцонитам, то нетрудно установить закономерное уменьшение содержания алюминия, кальция и натрия при одновременном возрастании количества железа и титана, калия и фосфора.

Как уже отмечалось, ультраосновные породы в Коростенском плутоне слабо развиты и подчинены основным породам, т. е. за пределами их массивов не встречаются. Они существенно отличаются от типичных ультраосновных бесполевошпатовых пород тем, что в их составе меньше SiO_2 (26,0—37,7%) и MgO (6,3—12,6%), значительно больше оксидов железа (26,6—42,0%) и титана (6,2—10,7%). Из десяти изученных ультрамафитов только четыре оказались настоящими, а именно: пироксениты с. Рыжан (скв. 200, гл. 79,6 м) и перидотиты с. Бучков (скв. 75), с. Рудни-Гацковской (скв. 28), Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива и с. Меленей (скв. 380), Чоповичского массива; остальные относятся к меланократовым габброидам. Ультрамафиты Коростенского плутона сильно железистые и расположены ближе к вершине FeO, а средние типы этих пород более магнезиальные.

На диаграмму $K — F_{общ}$ (рис. 16) нанесены средние составы основных и ультраосновных пород Коростенского, Корсунь-Новомиргородского, Пилтенско-Рижского и других сходных плутонов, а также средние типы этих пород, по Дэли. За исключением более магнезиальных ультрамафитов средних типов (ан. 81—83) и сильно (что сомнительно) железистых анортозитов Салминского плутона и Мадагаскара все породы расположились на диаграмме довольно кучно с неоднократным пересечением линий, соединяющих их составы. По отношению к ним обособлены габбро-монцониты — железистые породы с высоким содержанием калия. Эти породы занимают промежуточное положение в качестве связывающего звена между основными породами и гранитами группы рапакиви.

Основные породы Коростенского (как и Корсунь-Новомиргородского) плутона связаны между собою условиями залегания (совместным нахождением и отсутствием четких контактов между разновидностями), особенностями минерального состава и взаимными переходами. Отсутствие данных о разновременном внедрении позволяет рассматривать эти породы как близкие по времени про-

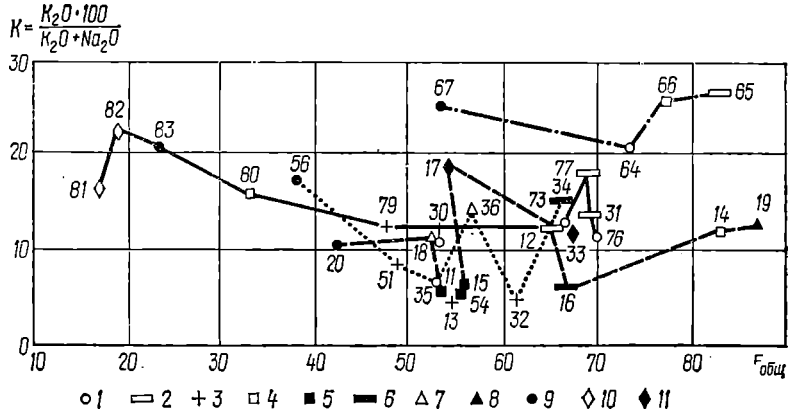


Рис. 16. Диаграмма К (калиевость) — $F_{общ}$ (железистость) для основных пород

Плутон: *1* — Коростенский, *2* — Корсунь-Новомиргородский, *3* — Пилтенско-Рижский, *4* — Салминский, *5* — Джугджурский, *6* — Ахвенисто, *11* — Нордингра, *7* — Адирондак, *8* — Мадагаскар; **средний тип:** *9* — по Дэли, *10* — по Нокколдсу. Цифры на рисунке соответствуют номерам химических анализов табл. 4, 7, 11, 16, 20

изводные основного расплава, связанные с различными стадиями его кристаллизации.

Весьма существенной петрохимической особенностью основных пород плутона является их повышенная железистость, в связи с чем определяется довольно четкая железистая существенно пироксеновая линия их эволюции.

Граниты в Коростенском плутоне, как уже отмечалось, представлены многими разновидностями, различными по своим текстурно-структурным особенностям, составу, относительному возрасту и генезису. Самая значительная — это группа гранитов рапакиви, объединяющая типичные рапакиви и граниты, им подобные; рапакивиподобные граниты представлены как порфировидными, так и равнозернистыми безовоидными разновидностями.

В этой группе гранитов наиболее основными по химическому составу являются рапакиви, особенно их зеленовато-темно-серые мелкоовоидные разности, в которых содержание кремнезема не превышает 68%. Среди рапакивиподобных гранитов известны чисто биотитовые разновидности с самым высоким содержанием кремнезема, например равнозернистый биотитовый гранит рек Тростяница — Рихта (76,16% SiO_2). Эти граниты — наиболее кислая разновидность в группе рапакиви, принадлежность к которой подтвер-

ждается не только особенностями минерального и химического состава, но и постепенными переходами их в рапакиви.

Характерной составной частью гранитов плутона является глинозем, содержание которого в главной массе не превышает 14%, причем некоторые граниты им пересыщены. Более других пересыщены глиноземом разновидности из наиболее древних в плутоне биотитовых гранитов Кишино-Жубровичского массива и наиболее молодых серых мелкозернистых биотитовых жильных гранитов. Большинство разновидностей рапакиви и рапакивиподобных гранитов плутона (как и средние их составы) — породы нормального ряда. В отличие от них рапакиви и рапакивиподобные граниты Пилтенско-Рижского и Салминского плутонов пересыщены глиноземом.

На барицентрическую диаграмму (рис. 17) точки химических составов гранитов ложились чрезмерно кучно, в связи с чем не все могли быть нанесены даже на раздельные (для гранитов нормального ряда и пересыщенных глиноземом) диаграммы.

Важной петрохимической особенностью гранитов плутона является соотношение щелочных элементов, причем для большинства гранитов характерно преобладание калия над натрием, т. е. граниты в основной массе калиевые. Исключение составляют биотитовые граниты Кишино-Жубровичского и Лезниковского массивов, в которых преобладание натрия (в молекулярных количествах) над калием связано с более поздней альбитизацией.

Среди гранитов группы рапакиви преобладают калиевые граниты, изредка встречаются разновидности с почти равными молекулярными количествами калия и натрия и даже с небольшим преобладанием последнего, как, например, зеленовато-темно-серый мелкоовоидный рапакиви (с реликтовым андезином) Щорсовского карьера вблизи г. Коростеня. В амфибол-биотитовых разновидностях рапакивиподобных гранитов (например, в степановских) намечается определенная тенденция выравнивания молекулярных количеств калия и натрия.

Наиболее характерная петрохимическая особенность гранитов Коростенского плутона — высокая железистость, особенно гранитов группы рапакиви. В гранитах плутона, не относящихся к этой группе, общая железистость, за исключением лезниковских гранитов, меньше, чем в рапакиви. Судя по средним содержаниям, общая железистость серых мелкозернистых биотитовых (жильных) гранитов составляет 75,5%, биотитовых гранитов Кишино-Жубровичского массива — 77,1%, а гранитов группы рапакиви — 81,8% (77,3—86,0). Высокая железистость лезниковских гранитов (81,5%) обусловлена более высокой, чем в рапакиви (88,4%), железистостью биотита (96,4%). Более железистыми оказались рапакиви плутонов — Салминского (86,9%), Ахвенисто (90,8%) и Корсунь-Новомиргородского (91,0%).

Некоторые исследователи (например, В. Т. Свириденко [226]) склонны придавать большое петрологическое значение коэффициенту окисленности, по которому якобы можно судить о глубин-

ности формирования исходного расплава и о содержании в нем летучих компонентов [100]. Не преувеличивая так значения окислительного потенциала, отметим, что коэффициент окисленности в гранитах Коростенского плутона довольно изменчив: в рапакиви отношение Fe_2O_3 и FeO наименьшее, всего 0,24—0,30, а в рапа-

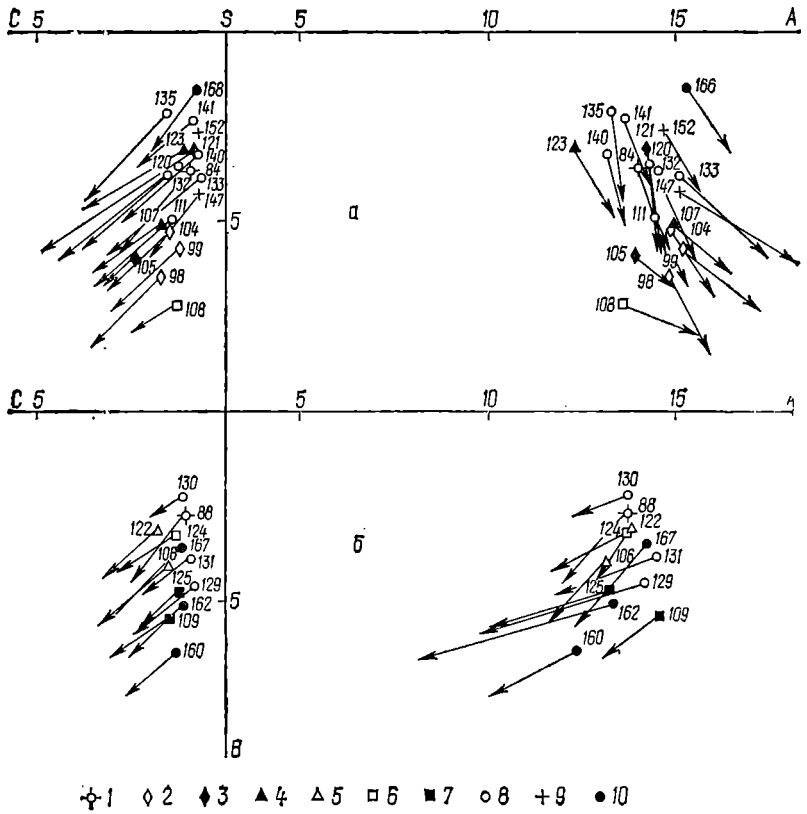


Рис. 17. Барицентрическая диаграмма гранитов:

а — нормального ряда; *б* — пересыщенных глиноземом; *1* — Кишино-Жубровичского массива; *2* — рапакиви Коростенского плутона; *3* — рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона; *4* — рапакиви Выборгского плутона; *5* — рапакиви Пилтенско-Рижского массива; *6* — рапакиви Ахвенисто; *7* — рапакивиподобных гранитов Салминского плутона; *8* — рапакивиподобных гранитов Коростенского плутона; *9* — лезниковских; *10* — биотитовых (жильных). Цифры на рисунке соответствуют номерам химических анализов табл. 31, 35, 38, 43, 46, 49, 50, 55, 56

кивиподобных гранитах достигает 0,45—0,60; более высокое отношение характерно для серых мелкозернистых биотитовых (жильных) гранитов (0,62—0,71) и биотитовых гранитов Кишино-Жубровичского массива (0,86—1,64).

На диаграмме $K - F_{общ}$ (рис. 18) показано положение гранитов Коростенского, Корсунь-Новомиргородского, Пилтенско-Рижского, Выборгского, Ахвенисто и Салминского плутонов, а также более древних осницких и кировоградско-житомирских гранитов

Украинского щита. Более древние граниты, как менее железистые с преобладанием натрия над калием, расположены обособленно, ближе к левому углу диаграммы. Граниты Ахвенисто, Выборгского и Салминского плутонов — сильно железистые с высоким содержанием калия — расположены в правой верхней части диаграммы. Промежуточное положение занимают граниты Коростенского, Корсунь-Новомиргородского и Пилтенско-Рижского плутонов.

В заключение отметим, что анортозиты Коростенского плутона более глиноземистые и менее железистые, чем анортозиты Корсунь-Новомиргородского плутона. Эта закономерность сохраняется и в габбро-норитах обоих плутонов, хотя разница в содержаниях алюминия и железа значительно меньшая. В рапакиви Коростенского плутона меньше или примерно столько глинозема, сколько в рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона, а железистость последних выше железистости первых. По содержанию щелочных элементов рапакиви Коростенского плутона превосходят рапакиви Корсунь-Новомиргородского и других сходных плутонов, за исключением рапакиви Выборгского плутона, в которых калия и натрия обычно более 9%.

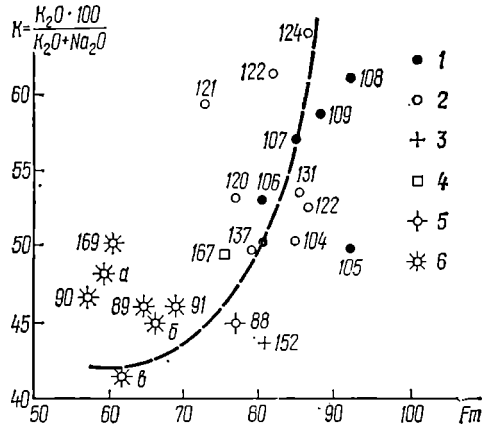


Рис. 18. Диаграмма K (калиевость) — $F_{общ}$ (железистость) для гранитов:
1 — рапакиви; *2* — рапакивиподобных; *3* — лезниковских; *4* — биотитовых коростенских; *5* — кишино-жубровичских; *6* — древних. Цифры на рисунке соответствуют номерам химических анализов табл. 24, 31, 35, 43, 56

По расчетам Д. А. Великославинского [55], существует прямая корреляция в содержаниях кремния, алюминия, железа, натрия и калия, а также общей железистости, калиевости и окислительного потенциала в основных породах и рапакиви плутонов, в которых (как и в Коростенском) они развиты.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Щелочные породы известны на нескольких участках Коростенского плутона, но ни на одном из них не имеют сколько-нибудь значительного площадного распространения. Занимая особое положение в геологической структуре плутона, они являются самыми молодыми породами, их формирование связано с последней завершающей фазой становления плутона.

Впервые щелочные породы были обнаружены вблизи восточного контакта Володарск-Волынского массива в гранитах рапакиви на правом берегу р. Тростяницы, выше с. Гута-Потиевка, и описаны

В. С. Соболевым [235] под названием эгириновых и кварцевых сиенитов. Кроме щелочных сиенитов, он описал и сопровождающие их породы, занимающие промежуточное положение между сиенитами и вмещающими гранитами. При этом он совершенно правильно определил меридиональное простирание выходов эгириновых сиенитов, имеющих по его заключению «характер жил», хотя и не допускал залегания щелочных пород в виде зон в гранитах рапакиви.

В послевоенные годы геологосъемочными работами Украинского геологического управления (Г. М. Коровниченко) было выявлено несколько новых выходов щелочных пород западнее Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива, в окрестностях сел Ставков, Михайловки, Писаревки, Ставища. В. И. Бартошевский, как один из исполнителей детальной геологической съемки района западного контакта этого массива с гранитами рапакиви, довольно подробно описал щелочные породы названных участков [19], рассматривая их как продукты ощелачивания гранитов рапакиви под воздействием постмагматических щелочных растворов.

Последующими работами Волынской экспедиции и ИГН АН УССР выявлены несколько новых точек западнее сел Роговки, Вишняковки, Дашинки, в окрестностях сел Суховоли, Рудни района Веселовки. Все эти точки, вместе с ранее известными, расположены в гранитах группы рапакиви вокруг Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива на различных от него удалениях.

Несколько обнажений с выходами подобных пород обнаружены (ИГН АН УССР) вокруг северо-западной окраины Чоповичского габбро-анортозитового массива: северо-восточнее г. Коростеня, восточнее с. Дедковичей, в окрестностях сел Верхнего Тартака и Россоховского.

В 1961 г. поисковыми скважинами (1, 90, 163 и др., Волынская экспедиция) щелочные породы были встречены (и нами определены) севернее с. Млинов, т. е. северо-западнее Игнатпольской глыбы основных пород.

Как показали дальнейшие исследования, распространение щелочных пород в Коростенском плутоне не ограничивается перечисленными участками. Петрогенетические особенности этих пород и закономерности их размещения в плутоне позволяют предполагать наличие подобных пород в зонах, расположенных вокруг других габбро-анортозитовых массивов.

Щелочные породы тесно связаны с биотит-амфиболовыми рапакиви и рапакивиподобными гранитами, за пределами которых не наблюдались. В отличие от других пород плутона они не слагают отдельных массивов или иных обособлений с четкими зальбандами, а всякий раз приурочены к определенным тектоническим кольцевым структурам в этих гранитах, образуя зоны вокруг габбро-анортозитовых массивов.

Эти зоны представляют собой различные по мощности и протяженности полосы рапакиви и рапакивиподобных гранитов, пронизанных тонкими (от едва заметных нитевидных до 3—5-санти-

метровых по ширине) и нередко довольно густыми кварцевыми прожилками, между которыми граниты неравномерно ощелочены, а местами преобразованы в щелочные сиениты (рис. 19). В более мощных (5—10 см) кварцевых прожилках изредка наблюдалось брекчирование кварцем мелких остроугольных обломков вмещающих гранитов, сопровождаемое катаклазом и милонитизацией, например в обнажениях между селами Михайловкой и Зубринкой, северо-западнее с. Веселовки. При этом в одних случаях щелочные сиениты образовались по сильно дробленным гранитам (фото 55), в других — сами подверглись катаклазу, о чем можно судить по растянутым и нередко изогнутым тонкопрожилковым выделениям эгирина, как в обнажении с. Ставища.

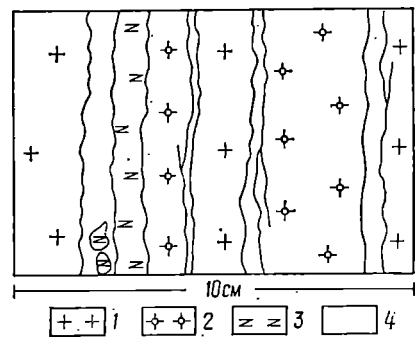


Рис. 19. Схематическая зарисовка из обнажения, расположенного в 0,6 км северо-восточнее с. Остривки:

1 — рапакивиподобный вмещающий гранит; *2* — ощелоченный гранит; *3* — полевошпатовый сиенит; *4* — кварцевые прожилки

Общее простирание зон определяется субпараллельным расположением большинства кварцевых прожилков в них. В районах западного и восточного контактов Володарск-Волынского массива простирание зон в рапакивиподобных гранитах преимущественно северо-западное (305—325°) с отклонением к субмеридиональному (345—355°) и меридиональному; далее на север, в окрестностях сел Рудни (Барановский район) и Гуты-Мошковки, простирание меняется до субширотного (СЗ 275—285° до СВ 70—85°) и широтного. Немногочисленные несогласные кварцевые прожилки не нарушают кольцевого размещения зон, а лишь подтверждают приуроченность окварцевания и ощелачивания к трещиноватым участкам в гранитах.

Мощность зон различная и изменяется от 1—3 м до нескольких десятков и, возможно, сотен метров. В единичных точках удалось измерить падение зон в сторону Володарск-Волынского массива под довольно крутыми углами.

Ощелачивание биотит-амфиболовых рапакиви и рапакивиподобных гранитов распространяется от зальбандов кварцевых прожилков всего на 4—5 до 10 см, редко больше и заключается в альбитизации калиевых полевых шпатов, образовании характерных для щелочных пород пироксенов и амфиболов. На участках наиболее интенсивного ощелачивания рапакивиподобные граниты преобразуются в щелочные бескварцевые или почти бескварцевые породы, которые сменяются по простиранию и на глубину полевошпатовыми сиенитами, а затем ощелоченными гранитами.

Следовательно, характерной особенностью таких зон является совместное нахождение разновидностей щелочных пород — эгириновых, амфиболовых и не содержащих темноцветных минералов

полевошпатовых сиенитов. Все они связаны между собой и с вмещающими гранитами постепенными переходами.

Макроскопически щелочные породы выделяются на фоне вмещающих гранитов красно-бурой и кирпично-мясо-красной окраской. Обычно эти породы среднезернистые или слабопорфировидного сложения, в которых лишь при внимательном наблюдении можно заметить отсутствие визуально определяемых зерен кварца и наличие необычных темноцветных минералов. На участках порфировидного сложения сохранившиеся овоиды окаймлены альбитовой оболочкой, а щелочные полевые шпаты в них переработаны интенсивной альбитизацией.

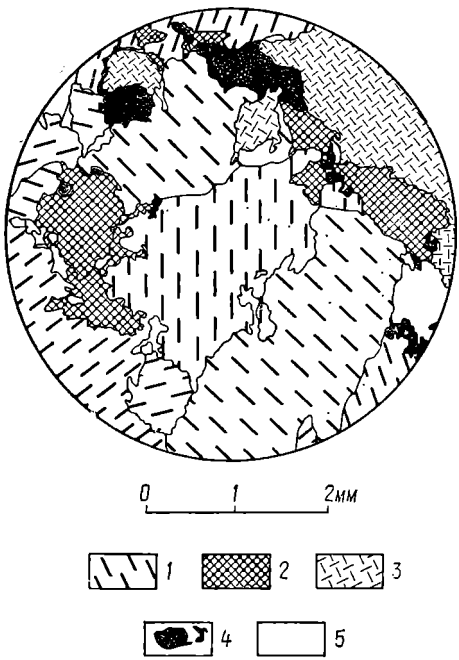


Рис. 20. Амфиболовый щелочной сиенит (скв. 5227, гл. 51,5 м; в 1,2 км южнее с. Дворища):

1 — альбит; *2* — щелочные амфиболы; *3* — щелочной полевой шпат; *4* — рудные минералы; *5* — кварц

Для щелочных пород характерны структуры замещения с иногда сохранившимися реликтами гипидиоморфнозернистой, микропегматитовой и микроовоидной структур исходных гранитов.

Минеральный состав: щелочные шпаты, плагиоклаз, эгирин и (эгирин-авгит), кварц, щелочные амфиболы, сфен, титаномагнетит, апатит, циркон, вторичные минералы.

Щелочные полевые шпаты преобладают над всеми минералами, за редкими исключениями, когда преобладает заместивший их альбит, как в амфиболовых щелочных сиенитах (рис. 20). Калиевые полевые шпаты представлены микроклином, иногда решетчатым. По данным измерений углов $2V$ выделяются две разновидности микроклина, из которых одна с $2V = -76°$, возможно, более высокотемпературная, и вторая с $2V = -88°$ более низкотемпературная. Калиевые полевые шпаты образуют в большинстве неправильные изометричные зерна размером от 0,5—2 до 3—4 мм, обычно с неровными краями, корродированные альбитом. В эгириновых (бескварцевых) сиенитах зерна микроклин-пертита окаймлены, как правило, оторочкой из мелких зерен альбита. Нередко в середине зерен микроклин-пертита наблюдались мелкоагрегатные и прожилковидные выделения альбита, разделяющие их на отдель-

ные более мелкие участки. Пертиты относятся к жилковато-волокнистому типу и нередко так густо прорастают микроклин, что последний сохраняется в виде небольших пятен.

Плагиоклаз представлен альбитом (3—8% *An*), развивающимся не только по калиевым полевым шпатам, но и по кварцу, а также за счет нацело замещенных плагиоклазовых (андезиновых и олигоклазовых) зерен. Альбит образует мелкие зерна с полисинтетическими в большинстве несовершенными двойниками, сдвойникованными по альбитовому и иногда периклиновому законам.

Темноцветные минералы представлены эгирином, эгирин-авгитом и количественно подчиненными им щелочными амфиболами, разумеется, за исключением явно амфиболовых разновидностей; содержание фемических минералов обычно не превышает 5—6%, лишь в редких случаях достигает 8—10%. Эгирин образует единичные мелкие (0,05—0,3 мм) зерна округлой формы, нередко слагая агрегатные скопления самой причудливой формы (фото 56) размером до 3—4 мм. В местах прорастания и замещения кварца эгирином последний образует тонкопризматические и столбчатые кристаллы (фото 57), которые сами иногда разъедены кварцем с образованием скелетных форм. Эгирин представлен густо окрашенной травяно-зеленой разновидностью, плеохроирующей (в тонких шлифах) от темно-зеленого со слабым синеватым оттенком по *Np* до бледно-зеленого и буровато-желтого по *Ng*. Судя по углам $2V$, изменяющимся от —60° до —80° и cNg — от 5—6 до 15—18°, в щелочных сиенитах, кроме эгирина, в подчиненном количестве встречается эгирин-авгит с $2V = -(75—82)°$ и $cNg = 15—18°$. В небольшом количестве, обычно вместе с эгирином, нередко находясь в срастании с ним и его замещая, отмечаются щелочные амфиболы. Они образуют мелкие (0,03—0,5 мм) выделения округлой и пластинчатой формы, иногда испещренные по краям и своими тонкими концами врезавшиеся в кварц (фото 58). Большинство зерен с отчетливым плеохроизмом от серовато-желтовато-зеленого по *Ng* до серовато-синего с фиолетовым оттенком по *Np*. Судя по нескольким (не совсем точным) измерениям угла $2V = -70°$, амфиболы относятся к арфведсониту. Большинство щелочных амфиболов образовалось в результате замещения эгирина и слегка ощелоченной роговой обманки, мелкие остатки которой наблюдались в некоторых шлифах.

Кварц содержится в незначительном количестве, слагает ксеноморфные зерна размером не более 1,2—1,5 мм неправильной (угловатой, округлой и ленточно-лоскутной) формы с нормальным и слабоволнистым погасанием. Изредка наблюдались зерна, по-видимому, второй генерации, образовавшиеся в результате перекристаллизации зерен кварца первой генерации или же как новообразованные линзовидные обрывистые прожилки при альбитизации калиевых полевых шпатов.

Сфен — один из характерных акцессорных минералов, хотя встречается не во всех шлифах; образует округлые и неправильной

формы зерна размером 0,1—0,3 мм и более идиоморфные выделения и кристаллы с ромбовидными и прямоугольными очертаниями; окраска оранжево-буроватая или буровато-серая с очень слабым плеохроизмом; частично замещен лейкоксеном и магнетитом.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом и магнетитом; магнетит выступает как вторичный по сфену и темноцветным минералам; рудные минералы наблюдаются в виде единичных мелких (0,1—0,2 мм) выделений в эгирине и амфиболе либо слагают в них агрегатные скопления размером 1,2—1,5 мм, в которых сохраняются очень мелкие (0,02—0,03 мм) остатки эгирина.

Встречаются единичные зерна циркона размером 0,2—0,3 мм прямоугольной и квадратной формы с высоким рельефом и пониженным двупреломлением в изотропизированных зернах.

Апатит образует единичные мелкие столбчатые кристаллы до 0,4—0,5 мм в длину и неправильные зерна в эгирине и микроклин-пертите; количество, как и циркона, очень небольшое.

Химические анализы щелочных пород приведены в табл. 73.

По сравнению с рапакивиподобными биотит-амфиболовыми гранитами для щелочных пород характерно меньшее содержание крем-

Таблица 73

Химический состав щелочных пород, %

Компонент	285	286	287	288	289	290
SiO_2	64,34	64,65	63,97	63,62	67,66	69,08
TiO_2	0,56	0,65	0,66	0,52	0,32	0,42
Al_2O_3	15,28	15,14	15,97	16,48	14,26	13,58
Fe_2O_3	3,12	4,23	3,32	1,81	2,02	1,79
FeO	2,95	0,95	1,87	3,98	3,27	3,13
MnO	0,08	0,01	0,06	0,08	0,08	0,07
MgO	0,48	0,54	0,72	0,73	0,54	0,54
CaO	0,89	1,73	1,89	1,26	0,57	1,28
BaO	0,05	—	0,09	0,04	—	—
Na_2O	6,50	6,49	5,17	5,02	4,56	3,71
K_2O	4,74	6,34	5,77	5,73	5,52	5,26
P_2O_5	0,10	0,10	0,10	0,14	0,10	0,12
CO_2	0,36	—	—	0,22	0,35	0,25
	0,01	—	0,01	0,05	0,06	0,05
F	0,10	0,04	0,10	0,08	0,06	0,09
H_2O^-	0,09	0,18	0,06	0,15	0,11	0,10
H_2O+	0,46	0,21	0,26	0,33	0,27	0,31
$O_2 - F + S$	—0,04	—0,02	—0,04	—0,06	—0,05	—0,05
Сумма	100,07	101,26	99,98	100,18	99,70	99,73
$F_{общ}$	86,1	59,4	80,0	81,2	84,3	84,3
ρ, г/см^3	2,706	—	2,681	2,678	2,669	2,665

Примечание: 285 — сиенит мясо-красный, среднезернистый в 1 км южнее с. Дворища, скв. 5227, гл. 51,5 м (аналитик А. Стеценко); 286 — сиенит эгириновый (кроме того, ΣTR — 0,01, ZrO_2 — 0,01), выше с. Гуты-Потшевки, правый берег р. Тростяницы [235]; 287 — сиенит эгириновый, серовато-бурый среднезернистый, в 4 км юго-восточнее с. Шершней, скв. 1319, гл. 108,6 м (аналитик А. Стеценко); 288 — сиенит кварцевый, мясо-красный в 1 км северо-западнее с. Роговки, скв. 5064, гл. 21 м (аналитик А. Стеценко); 289— гранит мелкоовоидный, буровато-красный, ощелоченный, в 15 км северо-западнее с. Роговки, скв. 5089, гл. 28,4 м (аналитик Б. Мирская); 290— гранит мелкоовоидный (вмещающий эгириновый сиенит), в 1 км севернее с. Ставков, скв. 5170, гл. 34,5 м (аналитик Б. Мирская).

ния и несколько повышенное алюминия и железа; однако главное отличие — значительно большее количество калия и натрия, при превышающем почти вдвое содержании натрия. Все эти химические особенности эгириновых и кварцевых сиенитов соответствуют их минеральному составу и вместе со щелочными пироксенами и амфиболами определяют их принадлежность к щелочным породам, что видно также из числовых характеристик (табл. 74).

Таблица 74

Числовые характеристики щелочных пород, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	s	a	c	b	c′	f′	m′	n	t	φ	Q	a/c
285	72,7	20,1	0,8	6,4	16,0	72,3	11,7	67,7	0,6	27,6	4,4	25,0
286	72,9	19,9	3,1	4,1	48,4	30,6	21,0	54,7	0,7	9,6	2,9	6,4
287	72,6	19,4	0,9	7,1	19,0	64,8	16,2	57,3	0,7	40,0	5,5	21,5
288	72,6	19,4	1,3	6,7	3,0	78,8	18,2	57,0	0,6	22,2	5,1	14,9
289	76,1	17,7	0,5	5,7	2,3	82,4	15,3	55,7	0,3	28,3	16,3	35,4
290	77,7	15,5	1,2	5,6	4,8	79,5	15,7	52,2	0,4	26,5	23,2	12,9

* См. примечание к табл. 73.

Эти породы, будучи генетически тесно связаны с гранитами группы рапакиви, являются по отношению к ним более поздними образованиями и выступают как продукты ощелачивания вмещающих гранитов. Процессы щелочного, в данном случае натриевого, метасоматоза, в результате которого образовались щелочные породы, сопровождались частичным выносом кремния из гранитов, определенным перераспределением двух- и трехвалентного железа и привносом натрия, подвижность которого в какой-то мере обусловливалась близостью основных пород.

В заключение необходимо отметить, что распространение зон ощелачивания и окварцевания вокруг габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона закономерно. Значение этих пород может оказаться более существенным, ибо в некоторых зонах было встречено редкометальное оруденение, представляющее пока минералогический интерес.

ПЕГМАТИТЫ

О пегматитах Коростенского плутона, известных как камерные пегматиты, опубликовано довольно много статей, преимущественно по минералогии и генезису. Большинство из них написано в послевоенные годы, в основном по материалам Волынской экспедиции, проводившей поиски и разведку продуктивных пегматитов.

Почти все граниты плутона в той или иной мере пегматитоносны, пегматиты залегают в них в виде мощных полизональных тел или же незначительных, но чаще встречающихся, слабодифференцированных обособлений. Более других пегматитами насыщены

граниты группы рапакиви, среди которых не оказалось ни одной сколько-нибудь значительной разновидности, не содержащей миароловых пегматитов. Однако при таком довольно широком распространении пегматиты в этих гранитах распределены крайне неравномерно. Главная масса их сосредоточена в овоидных гранитах вдоль западного контакта Володарск-Волынского массива.

Для вмещающих гранитов характерно закономерное понижение их основности по мере удаления от габбро-анортозитового массива по направлению к более древним породам рамы плутона. В строении западной половины главного пегматитового поля выделяются четыре [149] зоны (с востока на запад): 1) пегматитовых жильных апофиз; 2) продуктивных полнодифференцированных пегматитов; 3) рассеянных мелких пегматитовых тел; 4) прожилковых кварцевых выделений, сопровождаемых околотрещинным ощелачиванием (наложенная зона).

Первая зона приурочена к краевым частям габбро-анортозитового массива, частично к эндоконтакту гранитов, и представлена жилоподобными телами с мелкими и редко встречающимися занорышами. Большинство тел зонального строения: призальбандные участки сложены аплитом, постепенно переходящим в пегматит с графической структурой, в центре тел пегматоидное сложение, встречаются мелкие занорыши с еще меньшими (первые сантиметры) кристаллами мориона. В эндоконтактной зоне овоидных гранитов жильные пегматоидные выделения чаще расположены вблизи обособленных, как бы отторгнутых, глыб основных пород. За пределами эндоконтакта гранитов такие пегматиты не имеют самостоятельного значения, они сопровождают или слагают ответвления крупных штокообразных продуктивных пегматитов, с которыми связаны генетически.

Зона продуктивных пегматитов размещена в овоидных гранитах, наиболее близких по составу к пегматитам. Обилие структур прорастания в таких гранитах связано с интенсивными процессами пегматитообразования, благодаря которым эта полоса оказалась зоной, наиболее насыщенной полнодифференцированными продуктивными пегматитами. Пегматитовые тела в этой зоне образуют группы («кустовое расположение») и приурочены к участкам пересечения тектонических (субмеридиональных и субширотных) трещин. Такие участки, располагаясь параллельно контакту Володарск-Волынского массива, образуют в общем дугу. Поэтому зона продуктивных пегматитов в южной части западной половины пегматитового поля имеет северо-западное направление, а в средней — почти меридиональное с тенденцией к повороту на северо-восток. Кроме того, полоса продуктивных пегматитов в южной части оказалась наиболее суженной с постепенным расширением к северу.

В соответствии с этим меняется густота насыщения ее пегматитовыми телами с одновременным уменьшением их размеров. Наиболее крупные и более продуктивные пегматитовые тела обнаружены южнее с. Дашинки. Так, в южной части Вишняковского уча-

стка на площади 1 км² в свое время было вскрыто 15 продуктивных пегматитов, тогда как на северном участке, расположенном севернее Теренецкого субширотного разлома, на такой же площади обнаружено около 40 пегматитовых тел сравнительно небольших размеров, из которых далеко не все оказались продуктивными. Севернее этого разлома количество пегматитовых тел значительно возрастает при одновременном уменьшении их размеров и продуктивности. Среди таких пегматитов полнодифференцированные тела встречались очень редко.

Размеры пегматитовых тел в этой зоне изменяются в довольно широких пределах; кроме того, на севере они значительно меньше, чем на юге.

Зона рассеянных мелкошлировых пегматитовых тел больше других по мощности, расположена между зоной продуктивных пегматитов и древними породами рамы плутона. Пегматиты этой зоны залегают в рапакивиподобных гранитах в виде одиночных слабодифференцированных тел без определенной сосредоточенности и имеют небольшую мощность. В пегматитах рассеянного типа поперечное сечение обычно значительно больше вертикального. В них, как правило, нет полевошпатовой зоны, а ядро представлено небольшими занорышами с мелкими кристаллами мориона.

Последняя зона — наложенного окварцевания и ощелачивания — выделена в качестве не площадного, а структурного элемента пегматитового поля. Поэтому ей при поисковых работах вполне обоснованно придавалось значение структурно-геологического критерия как зоне, ограничивающей размещение продуктивных пегматитов с запада, а в районе восточного контакта — с востока.

Последующими поисково-разведочными работами выявлены единичные и притом непромышленные пегматитовые тела западнее этой зоны. Это вызвало у некоторых геологов Волынской экспедиции, ошибочно придававших процессам ощелачивания и окварцевания площадной, а не зональный характер, неоправдано скептическое отношение к такому критерию, несомненно, сыгравшему положительную роль при поисках продуктивных пегматитов на площади главного пегматитового поля.

Зона окварцевания и ощелачивания приурочена к кольцевому разлому (вероятно, к нескольким тектоническим трещинам, составляющим более сложную кольцевую зону) в гранитах и окаймляет Володарск-Волынский массив с запада, севера и востока (для южного контакта достоверно не установлена) на различном от него удалении. На каком удалении от массива основных пород залегает такая зона в овоидных гранитах и насколько мощной она является, имеет важное значение и должно учитываться при оценке перспективности пегматитового поля — его насыщения продуктивными пегматитами.

Топаз-морионовые пегматиты плутона отличаются многообразием форм, которые тем не менее можно свести к двум главным морфологическим типам: жилы и тела неправильной более или менее изометричной формы.

Жильные пегматиты мало распространены и не характерны для овоидных гранитов; встречаются в экзоконтактной области массива основных пород. Они представлены недифференцированной и слабодифференцированной разновидностями и, как правило, не являются морионосными. Призальбандные их части нередко сложены мелкозернистым аплитом или пегматитом с графической структурой, а средние — более крупнозернистым пегматитом с пегматоидной структурой или серым массивным кварцем. Жильные пегматиты имеют четкие прямолинейные контакты с вмещающими породами. Простирание их обычно подчинено ориентировке главных структурных элементов того или другого участка Коростенского плутона, а падение изменяется от почти горизонтального до вертикального.

Пегматиты второго морфологического типа очень разнообразны по размерам и форме залегания; среди них нет двух хотя бы примерно одинаковых по форме тел. Морфология пегматитов этого типа в значительной мере обусловлена их взаимоотношением с вмещающими гранитами и зависит от размещения в последних структурных трещин и от степени воздействия на граниты пегматитообразующих растворов, проникавших по этим трещинам.

Среди пегматитов данного типа можно выделить мелкие шлировидные недифференцированные тела, линзовидные частично дифференцированные и штоковидные полнодифференцированные тела.

Шлировидные недифференцированные пегматитовые тела имеют неправильную форму и чаще приурочены к площадям группового развития более крупных пегматитовых тел. Чем крупнее такие шлировые тела, тем заметнее они на фоне вмещающих гранитов. Четких контактов между такими пегматитовыми телами и вмещающими гранитами нет. Зональность для них не характерна. Лишь в наиболее крупных шлировидных выделениях проявляется некоторая тенденция к зональному распределению, выраженная в кварц-полевошпатовых обособлениях. Такие пегматитовые тела морионосны, но не продуктивны.

Линзовидные частично дифференцированные пегматитовые тела по форме и строению занимают промежуточное положение между шлировидными и полнодифференцированными пегматитами. По форме линзовидные тела приближаются к веретеновидным, но чаще имеют грибообразную форму с асимметричным строением. Линзовидные пегматитовые тела значительных размеров частично дифференцированы, нередко с обособлением графической, пегматоидной, полевошпатовой (не всегда обособленной) и кварцевой зон. В таких телах иногда появляются небольшие занорыши с незначительным содержанием кондиционного мориона, что позволяет относить их к малоперспективным камерным пегматитам исследуемого района.

Штоковидные пегматитовые тела отличаются от первых двух морфологических разновидностей значительно большими размера-

ми и наличием занорышей с кондиционным кварцем. Такие тела в пегматитовом поле определяют его практическое значение.

Штоковидные пегматитовые тела, называемые на Волыни пегматитовыми штоками, отличаются от настоящих штоков относительной изометричностью и по форме приближаются к эллипсовидным телам. Более крупные тела имеют гнездовую, колбообразную и каплевидную формы, а меньшие — грибовидную и амебовидную. Размеры их изменяются в довольно широких пределах — от нескольких до десятков метров.

Морфология штоковидных тел в значительной мере определяется положением занорыша и контурами кварцевого ядра. В телах, где кварцевая зона отсутствует или недоразвита, главное значение приобретают занорыши, которые в таких случаях имеют сложное строение. По соотношению кварцевой зоны и занорыша можно приближенно судить о массе кварца в занорыше, всегда большей в пегматитовых телах с небольшим кварцевым ядром, по размеру значительно уступающим занорышу.

Для полнодифференцированных штоковых пегматитов характерны такие зоны (от периферии к центру): гранит-пегматита, пегматоидная, полевошпатовая, кварцевая и собственно занорыш (называемый еще зоной свободного роста). Не все пегматитовые тела имеют полнозональное строение — некоторые зоны не развиты или недоразвиты. Положение занорыша также не строго определенное; нередко он смещен в краевую часть кварцевой зоны или к контакту кварцевой и полевошпатовой зон.

Самой внешней зоной большинства полнодифференцированных пегматитовых тел является не графическая зона, как полагают многие геологи, а зона измененного гранита или гранит-пегматита мощностью от 0,5—1 до 10 м. Эта зона связана постепенными переходами с вмешающими гранитами и со следующей за ней графической зоной.

Графическая зона развита почти во всех телах и занимает нередко до одной четверти объема пегматита; сложена кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором микроклин-пертит находится в закономерном срастании с кварцем, образующим различные по длине и форме ихтиоглипты, а биотит представлен единичными лейстами лепидомелана; при увеличении размеров ихтиоглиптов микрографический пегматит постепенно сменяется крупнографическим. Мощность графической зоны довольно изменчива, но редко превышает 3—5 м.

Пегматоидная зона характерна почти для всех пегматитовых тел, но развита неравномерно, ее мощность изменчива и нередко достигает 8—10 м и больше. Зона сложена крупнозернистыми выделениями полевых шпатов и кварца, которые, развиваясь иногда до гигантозернистых, обособляются в блоковую зону, промежуточную между пегматоидной и следующими за ней мономинеральными — полевошпатовой и кварцевой зонами. В блоковой зоне происходит не только значительное укрупнение выделений кварца, но и очищение от него полевых шпатов.

Полевошпатовая зона развита не во всех пегматитовых телах и расположена обычно в подзанорышевой их части. Она сложена в основном крупными выделениями микроклин-пертита. Такие минералы, как серый кварц, слюды, флюорит, топаз, берилл, содержатся в самых незначительных количествах. В некоторых телах микроклин сильно альбитизирован с образованием агрегатных скоплений фарфоровидного альбита. Полевошпатовая зона может контактировать со всеми остальными зонами, образуя с ними постепенные переходы. Мощность зоны изменяется от 0,5—1 до 8—10 м.

Кварцевая зона (кварцевое ядро) расположена в средней части пегматитовых тел. В большинстве тел ядро имеет неправильную или линзовидную форму с неровными извилистыми краями и значительные размеры, иногда достигающие $20 \times 4 \times 5$ м. Сложено трещиноватым, преимущественно серым, кварцем, наряду с которым иногда встречается зонально окрашенный кварц: от молочно-белого и серого до темно-серого и почти черного. Кварцевая зона книзу постепенно переходит в занорышевую полость.

Зона занорышей в большинстве полнодифференцированных пегматитовых тел расположена на контакте кварцевой и полевошпатовой зон. Обычно в пегматитовом теле имеется один занорыш, но встречаются пегматиты с двумя-тремя и даже пятью более мелкими занорышами, как, например, в пегматитовом теле № 206 Вишняковского участка. Такие занорыши расположены в разных структурных зонах пегматитовых тел. Форма занорышей изменяется от округлой до уплощенно-линзовидной. Наиболее мелкие занорыши (в поперечнике не более 10 см) приближаются к миаролам, а крупные нередко достигают 10 м в длину. Занорыши являются областями роста кристаллов кварца — главного в них минерала, кроме которого изредка в небольших количествах встречаются полевые шпаты, слюды, топаз, берилл. Многие кристаллы со следами физико-химического (растворение, разъедание) или же механического (трещиноватость, раздробленность, брекчирование) воздействия. Качество кварца в занорышах весьма разнообразное — от серого массивного и трещиноватого до смоляно-черного мориона и водянопрозрачного горного хрусталя — идеально чистых, без каких-либо включений. Полости между кристаллами кварца обычно заполнены жирными каолиновыми глинами и мелкообломочным кварцевым материалом.

Кроме перечисленных зон, в штоковидных пегматитах, залегающих в овоидных гранитах ниже зоны их каолинизации, иногда наблюдается зона выщелачивания. Она располагается под занорышем ближе к полевошпатовой зоне или к любой другой зоне, контактирующей с занорышем. Ее мощность изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Сложена она пористой полевошпатовой массой, образовавшейся на месте полевошпатовой, пегматоидной или графической зон при выщелачивании из них полевых шпатов и вростков кварца. В составе этой зоны, кро-

ме новообразованных альбита, гидрослюд, флюорита, топаза, халцедона и других минералов, сохраняются минералы прежних зон — микроклин-пертит, слюды, кварц. Вполне возможно, что объем зоны выщелачивания прямо зависит от массы кристаллов кварца в занорыше.

Переходя к выяснению соотношений пегматитов и вмещающих гранитов, напомним, что большинство геологов, изучавших камерные пегматиты Коростенского плутона, считают их пространственно и генетически связанными с овоидными биотит-амфиболовыми гранитами, что мориононосные пегматиты сингенетичны по отношению к вмещающим гранитам.

Действительно, из всего изложенного напрашивается вывод о пространственной связи мориононосных пегматитов с гранитами группы рапакиви, преимущественно с их мелкоовоидной разновидностью, в которой размещено большинство пегматитовых тел, в том числе продуктивных.

Связь занорышевых (или камерных) пегматитов с мелкоовоидными гранитами устанавливается не только по пространственной приуроченности, но и по другим признакам. Нередко, например, между пегматитами и вмещающими гранитами существуют постепенные переходы благодаря развитию на контакте многих тел гранит-пегматитовой зоны. В некоторых разновидностях гранитов довольно широко развиты микропегматитовые и субграфические структуры — зародыши пегматитов. Наконец, о такой связи можно судить по наличию во вмещающих гранитах черного кварца, флюорита, топаза, железистых слюд и некоторых других минералов, характерных для пегматитов.

Установление связи мориононосных пегматитов с определенными разновидностями овоидных гранитов приобрело особо важное значение при поисках коренных «слепых» пегматитовых тел, залегающих в почти неизмененных гранитах, значительно глубже зоны их каолинизации.

Впервые попыталась установить приуроченность продуктивных пегматитов к определенной петрографической разновидности овоидных гранитов Л. П. Чернышкова [289]. Наиболее перспективными в отношении камерных пегматитов она считала мелкозернистые и среднезернистые граниты, среди которых выделяла гранофировые, питерлитовые, мирмекитовые и микрографические разновидности. В качестве петрографического поискового критерия она предложила структурные особенности гранофировых гранитов.

Использование этого критерия осложнялось тем, что мелкоовоидные граниты с пегматитовыми структурами распространены в плутоне на обширных площадях, хотя далеко не все их участки даже в пределах западной половины главного пегматитового поля содержат продуктивные пегматиты.

А. Я. Мочалов, занимавшийся несколько лет поисками мориононосных пегматитов и изучением закономерностей их размещения

в плутоне, впервые подметил на Вишняковском участке приуроченность продуктивных пегматитов «к зоне постепенного перехода зеленовато-серых овоидных гибридных гранитов к розовым и буровато-красным рапакивиподобным гранитам». На этом основании в качестве поискового критерия он рекомендовал граниты, залегающие в этой зоне, и считал такой критерий пригодным не только для главного пегматитового поля, но и для других частей Коростенского плутона. Более того, по наличию таких «гибридных» гранитов он предложил оценивать на первом этапе поисков перспективность отдельных участков плутона в отношении продуктивных пегматитов.

К аналогичному выводу пришли Л. С. Криволап, В. Т. Латыш и др. [117], назвавшие граниты, наиболее насыщенные продуктивными пегматитами, порфировидными аплит-пойкилитовыми гранитами, залегающими сразу за «гибридными» гранитами, т. е. в зоне контакта перехода одной разновидности (γ_1) в другую (γ_2). Они рекомендовали их в качестве поискового критерия.

В. Т. Клочков и др. [103] подобно предыдущим авторам считали приуроченность таких пегматитов к эндоконтактовым зонам гранитных массивов характерной особенностью главного пегматитового поля в Коростенском плутоне, а размещение продуктивных камерных пегматитов в зоне контакта двух разновидностей порфировидных гранитов γ_1 и γ_2 закономерным.

Такие разновидности биотит-амфиболовых рапакивиподобных гранитов известны в зоне восточного контакта Володарск-Волынского массива, где не оказалось продуктивных тел. Поэтому наличием одних «гибридных» зон в гранитах, контактирующих с основными породами, далеко не определяется перспективность отдельных участков пегматитового поля.

Генетическая связь мориононосных пегматитов с вмещающими гранитами обосновывалась в зависимости от того, какой гипотезы придерживались геологи, пытавшиеся ее установить. Одни связывали пегматиты с пустотами охлаждения в гранитах и последующим насыщением их газовыми эманациями, считая пегматиты и граниты сингенетичными, другие придерживались инъекционного происхождения, признавая выполнение трещин остаточным расплавом гранитной магмы.

Н. П. Ермаков [78], например, считал камерные пегматиты плутона остаточными, сформированными в спокойной тектонической обстановке на месте обогащения материнского расплава летучими компонентами при медленном снижении температуры и давления в относительно замкнутой системе. Он признавал экранирующую роль основных пород, якобы покрывающих граниты при формировании в них пегматитов.

Принципиально иной взгляд на образование этих пегматитов высказал А. А. Денисевич, довольно обстоятельно описавший форму и строение пегматитовых тел, их размещение и взаимоотношения с вмещающими гранитами. Признавая главную роль тектонических структур в линейном размещении пегматитовых тел и отри-

цая возможность образования гнездовых и штокообразных пегматитов из какого-либо остаточного магматического расплава, он объяснял образование пегматитов плутона путем метасоматического замещения и перекристаллизации вмещающих гранитов под воздействием вначале надкритических, а затем гидротермальных газовых растворов с определенной концентрацией водородных ионов.

Считая граниты группы рапакиви неперемещенными гранитами, образовавшимися в гипабиссальных условиях в процессе дебазификации габбро-норито-монцонитовых пород, мы рассматриваем пегматиты как продукты преобразования вмещающих гранитов под воздействием глубинных эманаций.

Процессам пегматитообразования в Коростенском плутоне, как и процессам гранитообразования, благоприятствовала прежде всего тектоническая подготовленность таких участков для прохождения восходящих глубинных эманаций. Преобразование участков гранитов в пегматиты облегчалось также близостью составов гранитов и залегающих в них пегматитов.

На это сходство составов первым обратил внимание Б. А. Гаврусевич [60], который рассматривал красные граниты (гранофировые граниты.— *И. Л.*) плутона как микропегматиты, с образования которых начался, по его мнению, пегматитовый процесс. Однако при достаточно активном воздействии эманаций на другие граниты, даже не относящиеся к группе рапакиви, могли образоваться морионосные пегматиты. Нахождение пегматитового тела с кристаллами некачественного мориона у с. Мокляков (залегающего в среднезернистых биотитовых гранитах Кишино-Жубровичского массива) является подтверждением этого предположения. Для преобразования таких гранитов в морионосные пегматиты потребовалось, несомненно, больше эманаций при более интенсивном течении всего процесса пегматитообразования.

Как известно, в основных породах Володарск-Волынского массива нет камерных пегматитов; и не потому, что там не проходили глубинные растворы, а потому, что воздействовавших на них растворов хватало лишь на преобразование габбро-анортозитов в монциниты.

Весьма трудно установить последовательность формирования пегматитов по отношению к вмещающим гранитам. Большинство исследователей, исходя из магматической природы гранитов группы рапакиви, считают морионосные пегматиты сингенетичными с вмещающими гранитами.

С иным суждением выступили А. С. Аврашов и Н. И. Цыганов [2]. Изучая петрохимию гранитов рапакиви Коростенского плутона в связи с особенностями размещения камерных пегматитов, они пришли к выводу, что эти пегматиты не являются продуктами тех порций расплава, кристаллизация которых привела к формированию гранитов, вмещающих эти пегматиты, что хрусталеносные пегматиты не сингенетичны с вмещающими гранитами и закономерности их размещения не определяются изменчивостью

состава петрогенных элементов гранитов в пределах юго-западной части Коростенского плутона.

В соответствии с принятой нами трактовкой происхождения гранитов группы рапакиви считаем, что пегматиты сингенетичны с вмещающими гранитами в самом широком смысле этого слова, а в своем становлении дискретны. Дискретным становлением морионосных пегматитов завершилось формирование гранитов, развившихся по основному субстрату. Морионосные пегматиты, следовательно,— одни из пород завершающего этапа формирования Коростенского плутона.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ

Изучение дайковых пород Коростенского плутона ограничено слабой обнаженностью, при которой трудно судить о их распространении, а тем более определять форму их залегания. Но, если учесть ранее известные буквально единичные обнажения дайковых пород в плутоне, а также те немногие поисковые скважины (из многочисленных пробуренных), которыми эти породы были вскрыты (чисто случайно), можно с достаточным основанием предположить незначительное в общем развитие их в плутоне.

За время многолетних исследований, особенно в период широкого разворота поисково-разведочных работ Волынской и Житомирской экспедициями на площади Коростенского плутона, автором собран новый материал по дайковым породам, значительно дополняющий их характеристику, данную предшественниками.

Дайковые породы известны на разных участках Коростенского плутона, однако большинство их сосредоточено в юго-западной части, что, несомненно, связано с особенностями ее геологического строения и, возможно, с тем, что эта часть более других разбурена поисково-разведочными скважинами.

В Коростенском плутоне они представлены разновидностями основного, среднего и кислого составов, среди которых известны габбро-диабазы и диабазы, диабазовые порфириты и ортофиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

ГАББРО-ДИАБАЗЫ И ДИАБАЗЫ

Габбро-диабазы. Наличие даек габбро-диабазов в Володарск-Волынском габбро-анортозитовом массиве впервые отметил А. А. Полканов на составленной им в 1936 г. схематической геологической карте этого массива. Не касаясь петрографии габбро-диабазов, он отнес их вместе с дайками других пород ко второй фазе формирования Волынского плутона габбро-лабрадоритов.

Габбро-диабазы в Коростенском плутоне развиты ограниченно и представлены немногими разновидностями, из которых одни залегают в основных (габбро-анортозитовых) породах, другие — в гранитах группы рапакиви.

Наиболее типичным представителем габбро-диабазов, залегающих в основных породах, является габбро-диабаз скв. 410, пробуренной в 1954 г. на Писаревском участке у западной окраины с. Шадуры. На глубине 152,5 м вскрыта маломощная дайка габбро-диабазов в темно-серых габбро и габбро-монцонитах. Мощность дайки превышала 1,5 м. Контакты с вмещающими породами достаточно отчетливые и нередко прямолинейные. Простирание дайки, по всей вероятности, северо-западное, согласное с направлением главнейших структурных элементов данной части плутона.

В свежих изломах габбро-диабазы темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, мелкозернистые, массивные с довольно заметными многочисленными тонкими пластинками плагиоклаза. Структура долеритовая или гранулито-офитовая, размер зерен от 0,2—0,3 до 1,5—2 мм, иногда 2,5—3 мм (фото 59).

Минеральный состав (в %): плагиоклазы (53,5), пироксены (моноклинные — 19,5, ромбические — 9,7), рудные минералы (4,3), щелочной полевой шпат (5,8), оливин (2,6), роговая обманка (0,7), биотит (1,2), апатит (1,5), вторичные минералы (1,2). Количественные соотношения слагающих минералов выражены средним из трех подсчетов.

Плагиоклазы слагают в среднем более половины горной массы, образуя тонкопластинчатые идиоморфные кристаллы, достигающие в длину 2—2,5 мм, в большинстве сдвойникованные по альбитовому закону. Многие плагиоклазы имеют полисинтетическую штриховку, отчетливо выраженную лишь в середине зерен вследствие зонального их строения. В большинстве своем плагиоклазы представлены основным андезином (46—48% *An*) и значительно реже лабрадором (51—52% *An*), а в краевых частях зональных плагиоклазов — средним андезином (38—40% *An*).

Пироксены представлены моноклинными (преобладают примерно вдвое) и ромбическими разновидностями. Судя по нескольким подсчетам, содержание пироксенов не превышает 30%, что указывает на относительно лейкократовый характер габбро-диабазов. Пироксены образуют довольно крупные (до 1,5—2,5 мм) зерна, а также мелкие в агрегатных срастаниях, заполняющих промежутки между пластинчатыми плагиоклазами. Возле некоторых компактных зерен моноклинного пироксена в плагиоклазе и калинатровом полевом шпате наблюдались небольшие скопления очень мелких зерен пироксена, сохранившего оптическую ориентировку большого зерна. Ромбические пироксены представлены гиперстеном с $2V = -(65—68)°$, а моноклинные — авгитом с $2V = 50—52°$, близким к железистому диопсиду.

Рудные минералы представлены ильменитом и частично магнетитом. Ильменит образует тонкостолбчатые выделения, нередко достигающие 1,5—1,7, иногда 2—2,5 мм в длину. Такие выделения ильменита как бы дополняют структурный (офитовый) рисунок габбро-диабазов. Магнетит слагает мелкие неправильной формы скопления, не превышающие 0,5—0,8 мм.

Щелочной полевой шпат образует мелкие ксеноморфные зерна

размером не более 0,8—1 мм в промежутках между зернами плагиоклаза, нередко замещая с краев пластинчатые его выделения; калиевый полевой шпат пертитовый с врастками альбита неправильной, иногда жилковатой формы; содержание 3,8—7,5%.

Оливин встречается спорадически в виде мелких изометричных и слегка удлиненных зерен размером 0,3—0,8 мм; почти бесцветный со слабым розоватым оттенком. Большинство зерен рассечено трещинами, вдоль которых оливин замещен бурым иддингситом и зеленоватым серпентином. Оливин представлен гортонолитом, $2V = -(68—75)°$.

Роговая обманка и биотит — второстепенные темноцветные минералы; развиваются как постериорные на месте пироксенов, нередко в ассоциации с ильменитом, особенно биотит, часто обрастающий с боков столбчатые выделения ильменита.

Из акцессорных минералов встречается только апатит, образующий тонкие и короткошестоватые кристаллики, достигающие иногда 0,8—0,9 мм в длину.

Вторичные минералы представлены иддингситом, серпентином и хлоритом, развивающимся по темноцветным минералам.

Вкратце остановимся на характеристике другой разновидности габбро-диабазов, вскрытой поисковой скв. 2141 в Кривотинском габбро-анортозитовом массиве. Эта скважина, заложенная летом 1958 г. Кривотинской поисковой партией Житомирской экспедиции у юго-восточной окраины с. Яменца, вбурилась под наносами на глубине 5,3 м в габбро-диабазы, из которых не вышла, так как была остановлена на глубине 12 м. Надо полагать, скважина попала в крутопадающую дайку северо-западного простирания, залегающую в темно-сером мелкозернистом габбро.

Макроскопически габбро-диабазы представляют собой серые среднезернистые (ближе к мелкозернистым) внешне свежие породы, в которых преобладают плагиоклазы, слагающие тонкопластинчатые призматические выделения зеленовато-светло-серого цвета. Под микроскопом габбро-диабаз значительно выветрелый, в связи с чем слабо выражена субофитовая структура.

Плагиоклазы более других минералов изменены; большинство зерен пелитизировано и испещрено мелкими серицитовыми чешуйками, маскирующими двойниковую полисинтетическую штриховку. В главной своей массе плагиоклазы представлены основным андезином (47—49% *An*) и реже лабрадором (50—51% *An*). Плагиоклазы слагают примерно 57—59% горной массы.

Пироксены менее затронуты выветриванием и представлены моноклинными и подчиненными им ромбическими разностями. Пироксены находятся в тесном срастании, слагая бесцветные довольно крупные кристаллы неправильных очертаний и более мелкие выделения, заполняющие клиновидные промежутки между пластинчатыми плагиоклазами. Ромбические пироксены представлены гиперстеном с $2V = -(52—60)°$, $cNg = 0—2°$, а моноклинные — разновидностями пижонитового типа с $2V = 34—48°$, $cNg = 32—38°$. Пироксены слагают не более одной четвертой части горной массы.

В небольшом количестве (не более 2%) содержится биотит, образуя мелкопластинчатые и листовидные выделения, развивающиеся по пироксенам; плеохроирует от бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. Рудные минералы представлены ильменитом, мелкая вкрапленность которого равномерно распределена в породе; размер выделений не более 0,8—1 мм, содержание 5—8%. В небольших количествах встречаются щелочной полевой шпат, роговая обманка и апатит.

Третьей разновидностью габбро-диабазов являются породы окрестностей сел Звиздаля и Залесского, залегающие в рапакивиподобных гранитах. Впервые эти габбро-диабазы были вскрыты в 1958 г. скв. 10 Овручской поисковой партии Житомирской экспедиции. Эта скважина, заложенная на левом берегу р. Норыни, примерно в 1,2—1,5 км выше ее устья и в 2,5 км южнее с. Залесья встретила на глубине 72,5 м под осадочной толщей и первичными каолинами зеленовато-темно-серые среднезернистые трещиноватые габбро-диабазы, по которым прошла до глубины 73,8 м и в них остановлена.

Затем, в 1961 г. двумя поисковыми скважинами 197 (в 3 км севернее с. Залесья) и 198 (на правом берегу р. Звиздаля, в 3 км северо-западнее с. Звиздаля) поисковой партии на фосфориты той же экспедиции на глубине 86,1 и 71,7 м вскрыты подобные габбро-диабазы.

Одновременно геофизиками была зафиксирована довольно интенсивная (на отдельных участках до 2000 гамм) магнитная аномалия, названная Звиздаль-Залесской. Аномалия была разбурена тремя скважинами (293, 295, 298) геологосъемочной партии Житомирской экспедиции. Геологи-съемщики, на основании геофизических данных и поисково-картировочного бурения, зафиксировали одну большую дайку габбро-диабазов, простирающуюся на 36 км при мощности в 0,5—3 км.

Изучение текстурно-структурных особенностей габбро-диабазов, вскрытых скважинами 10, 197, 198, 293, 295 и 298, а также некоторые геофизические материалы дают основание предположить, что габбро-диабазы образуют в рапакивиподобных гранитах не одну такую дайку, а несколько меньших по мощности и протяженности, расположенных, возможно, кулисообразно и ориентированных в субмеридиональном направлении. Ни одна из скважин, вбурившихся в габбро-диабазы, не вышла из них, пройдя по ним от 1,3 до 6,5 м и вскрыв при этом верхнюю значительно выветрелую часть. На основании этого можно допустить, что габбро-диабазы залегают в гранитах в виде крутопадающих даек.

В относительно свежих изломах габбро-диабазы зеленовато-темно-серые среднезернистые довольно плотные породы, состоящие на некоторых участках на половину из плагиоклазов, в других случаях они более меланократовые, например в скв. 197. Кроме тонкопластинчатых мелких плагиоклазов, находящихся в офитовом и субофитовом срастании с пироксенами, изредка встре-

чаются и более крупные выделения (до 1,5 × 0,8 мм) сероватозеленых плагиоклазов, придающих габбро-диабазам слабопорфировидный облик.

Под микроскопом габбро-диабазы значительно изменены, что затрудняет изучение их структурных особенностей и минерального состава. Структура габбро-диабазов офитовая с участками габбро-офитовой (фото 60); размер зерен от 0,3—0,5 до 7—8 мм.

В состав габбро-диабазов входят плагиоклазы (68,9%), пироксены (6,5), рудные минералы (5,2), оливин (4,5), щелочной полевой шпат (3,0), биотит (1,5), кварц (очень редко), апатит (1,3), вторичные минералы (9,1%). Количественные соотношения слагающих минералов подсчитаны в менее выветрелом габбро-диабазе из скв. 198, гл. 73 м.

Плагиоклазы преобладают над всеми остальными минералами и слагают более половины горной массы. Они образуют пластинчато-призматические кристаллы размером 3,5—5 мм, иногда до 7—8 мм в длину. Плагиоклазы значительно пелитизированы и соссюритизированы, вследствие чего далеко не во всех шлифах удается определить их основность. Представлены лабрадором (55—60% *An*) и основным андезином (46—48% *An*).

Пироксены изменены больше, чем плагиоклазы, и сохраняются в виде небольших остаточных зерен, заполнивших клиновидные промежутки между плагиоклазами. Вследствие интенсивного замещения пироксенов вторичными минералами очень редко встречаются зерна с разрезами, пригодными для измерений угла оптических осей. Судя по нескольким не вполне точным измерениям $2V = 42—48°$, моноклинные пироксены приближаются к пижонитам. Пироксены замещены хлоритом, биотитом, карбонатами.

Рудные минералы представлены ильменитом и магнетитом (вторичный). Магнетит образует землистые скопления на месте частично замещенного оливина, ильменит — мелкие (не более 1 мм) округлые, угловато-пластинчатые и более мелкие игловидные выделения внутри плагиоклазов и темноцветных минералов.

Оливин наблюдался в габбро-диабазах из скважин 10 и 198 в виде отдельных небольших (1,2—1,5 мм и меньше) выделений округлой и полигональной формы с характерными трещинами, заполненными магнетитом. Отдельные зерна частично, а некоторые полностью замещены серпентином. Судя по нескольким замерам $2V = -(68—70)°$, оливин представлен гортонолитом с незначительным отклонением в отдельных зернах ($2V = -76°$) к гиалосидериту.

Щелочной полевой шпат, биотит и кварц наблюдались в незначительных количествах и далеко не во всех шлифах.

Из акцессорных минералов характерен только один апатит, встречающийся в виде короткостолбчатых и тонкошестоватых кристаллов размером до 2—2,5 мм с высоким двупреломлением.

Вторичные минералы слагают 15—25% горной массы, представлены хлоритом (нередко пеннином), магнетитом, серпентином, серицитом, карбонатами, пелитоморфным веществом.

Диабазы в Коростенском плутоне нигде не обнажаются; вскрыты скважинами юго-западнее с. Неража (скв. 321 и 330), северо-восточнее с. Потиевки (скв. 1525), южнее с. Роговки (скв. 255), западнее с. Пугачевки (скв. 1302), южнее с. Березовки (скв. 5915 и 5947) и в некоторых других точках. Они представлены собственно диабазами и кварцевыми диабазами. Залегают в основных (габбро-анортозитовых) породах и гранитах группы рапакиви; кроме того, в некоторых случаях вмещающие породы не установлены, так как диабазы были вскрыты под осадочным чехлом скважинами, не вышедшими из них.

Наиболее типичная разновидность диабаза вскрыта скв. 321 (0,5 км юго-западнее с. Неража). Эта скважина встретила диабаз на глубине 10,5 м и, пройдя в нем 5,2 м, вошла в крупнозернистые анортозиты. Диабаз залегает в анортозитах в виде дайки, вероятно, северо-западного простирания и, по-видимому, небольшой мощности. Контакты диабаза с анортозитами отчетливые, почти ровные. Подобный диабаз был встречен скв. 330, пробуренной в анортозитах, примерно в 1,5 км северо-восточнее скв. 321. Вторая скважина на глубине 31 м вбурилась в выветрелый диабаз, по которому прошла 1,6 м и была в нем остановлена. Под руководством автора диабаз этих скважин достаточно полно описан Е. К. Пискорской [201] по керну, представленному геологом Житомирской экспедиции Г. А. Болтасовой.

В свежих изломах диабаз темно-серый со слабым зеленоватым оттенком, мелкозернистый с тонкозернистым почти афанитовым сложением у контактов с вмещающими анортозитами. Структура диабазовая (фото 61), размер зерен от 0,1—0,2 до 0,7—0,8 мм, а отдельные пластинчатые плагиоклазы достигают 1—1,2 мм в длину.

В состав диабазов входят плагиоклазы (60,5%), пироксены (6,2), рудные минералы (2,7), щелочной полевой шпат (2,4), амфибол (2,3), биотит (1,7), вторичные минералы (24,2%).

Плагиоклазы преобладают над остальными минералами, образуют тонкопластинчатые кристаллы размером от 0,2—0,3 до 1—1,2 мм. Большинство плагиоклазов под микроскопом довольно свежие, сдвойникованы по альбитовому закону, отдельные зерна с полисинтетической штриховкой; представлены основным андезином (47—49% *An*), характерным для лейстовидных плагиоклазов, а также лабрадором (52—60% *An*), преобладающим в более округлых зернах.

Пироксены слагают мелкие выделения в промежутках между пластинчатыми плагиоклазами и представлены моноклинными разновидностями — пижонитом и пижонит-авгитом с $2V$ от $+40$ до $+44°$ и от $+46$ до $+54°$. Многие зерна пироксенов замещены игольчатым почти бесцветным актинолитом и мелкими чешуйками хлорита.

Рудные минералы — титаномагнетит и магнетит образуют мелкую (0,1—0,2 мм) равномерно распределенную вкрапленность, обычно в ассоциации с пироксенами, к которым присоединяются

мелкие пластинки бурого биотита, развившиеся по краям выделений титаномагнетита.

Калинатровый полевой шпат, амфибол и биотит в небольших количествах встречаются в промежутках между плагиоклазами.

Вторичные минералы развились преимущественно по темноцветным минералам и представлены хлоритом, кальцитом, серицитом.

Кварцевые диабазы встречены всего двумя буровыми скважинами в южной части плутона. Скв. 5915 Волынской экспедиции была заложена в 1,6 км юго-восточнее с. Березовки и вскрыла под осадочной толщей и первичными каолинами на глубине 26,3 м трещиноватые кварцевые диабазы; в них она прошла до глубины 36,6 м и была закрыта. В диабазах встречаются ксенолиты кварцитов. Ксенолиты таких же кварцитов в диабазе были вскрыты скв. 5947, пробуренной в 0,8 км западнее скв. 5915. По керновым обломкам кварцевых диабазов, поднятым при бурении, трудно судить о мощности и форме залегания этих пород. Однако более правдоподобной кажется дайковая форма их залегания.

Внешне кварцевые диабазы зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые, трещиноватые и в различной степени выветрелые.

Структура офитовая и переходная от офитовой к призматически зернистой с обильными микропегматитовыми прорастаниями кварца и плагиоклаза (фото 62); размер зерен от 0,3—0,5 до 1,5—2 мм.

Минеральный состав (в %): главные — плагиоклазы (50,7), кварц (23,8), ортопироксены (15,4), клинопироксены (4,8), второстепенные — биотит (2,2), рудные минералы (0,8), щелочной полевой шпат (1,4), апатит (0,4), вторичные (0,5). Количественные соотношения слагающих минералов выражены средним из подсчетов в разных шлифах.

Плагиоклазы преобладают над всеми остальными минералами, слагая около половины горной массы; образуют пластинчатые и удлиненно-призматические выделения с отчетливым двойникованием, преимущественно по альбитовому закону. Плагиоклаз таких выделений представлен лабрадором (50—57% *An*) и основным андезином (47—48% *An*); другая форма выделений плагиоклаза — составная часть микропегматитовых срастаний с кварцем, в которых сохраняется в виде мелких (0,03—0,1 мм) скелетных вростков; эти вростки представляют собой мелкие разобщенные кварцем и не полностью им замещенные остатки более крупных пластинчатых выделений плагиоклазов, имеющие с последними одинаковую оптическую ориентировку. На федоровском столике установлена принадлежность таких вростков к лабрадору и основному андезину (50—48% *An*), а также к среднему андезину (42—43% *An*), что свидетельствует о некотором понижении основности («раскислении») плагиоклазов на микропегматитовых участках.

Кварц в основном образует микропегматитовые срастания с плагиоклазами, изредка вростки срастаний достигают 0,5—0,7 мм.

Таблица 75

Химический состав габбро-диабазов и диабазов, %

Компонент	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300	301
SiO_2	49,17	49,37	47,75	47,30	46,74	49,74	48,40	45,13	48,67	50,00	50,48
TiO_2	2,07	4,07	2,47	3,36	2,04	—	1,23	1,82	1,27	0,92	1,45
Al_2O_3	15,60	15,16	18,90	17,78	20,34	14,88	16,40	17,66	14,68	12,34	15,34
Fe_2O_3	1,66	1,85	2,30	1,98	2,39	3,08	0,56	3,08	1,16	2,81	3,84
FeO	11,86	12,87	8,81	9,08	6,85	10,55	10,39	10,51	11,42	10,94	7,78
MnO	0,34	0,16	0,18	0,17	0,11	—	0,24	0,17	0,23	0,19	0,20
MgO	5,11	6,30	3,22	3,26	2,91	5,73	6,77	4,92	6,71	7,96	5,79
CaO	7,42	6,39	7,90	8,39	8,96	9,62	11,09	7,51	7,28	10,08	8,94
BaO	0,07	—	—	0,03	0,03	—	—	0,02	0,03	—	—
Na_2O	3,11	2,88	3,35	3,41	2,64	2,56	2,38	3,07	2,82	1,83	3,07
K_2O	2,00	0,73	1,90	1,86	1,65	1,34	0,80	1,25	1,83	0,82	0,97
P_2O_5	0,66	0,17	0,69	0,34	0,34	—	0,33	0,47	0,28	—	0,25
S	0,22	0,15	0,08	0,10	0,08	—	0,09	0,09 (SO_3)	0,12	—	—
CO_2	0,16	0,26	0,20	0,14	2,17	—	0,17	2,34	0,43	—	—
C	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	—	—	0,03	0,05	—	—
H_2O^-	0,32	0,18	0,27	0,16	0,26	—	0,16	0,37	0,14—	0,13	1,89
H_2O+	0,58	1,32	1,79	2,65	2,37	3,10	1,14	1,65	2,81	1,38	
O_2 — Cl+ + S	—0,11	—0,07	—0,05	—0,05	—0,04	—	—0,02	—0,04	—0,07	—	—
Сумма	100,27	99,83	99,81	99,99	99,86	100,60	100,13	100,05	99,86	100,12	100,00
$F_{общ}$	59,7	56,4	65,8	65,5	63,2	56,6	47,8	60,6	51,4	48,8	52,6
ρ, г/см³	3,010	3,030	2,923	2,922	2,827	—	3,07	2,891	2,953	—	—

Примечание: 291 — габбро-диабаз зеленовато-темно-серый, мелкозернистый, западнее с. Шадуры, скв. 410, гл. 152,8 м (аналитик Б. Мирская); 292 — габбро-диабаз серый, среднезернистый юго-восточнее с. Яменца, скв. 2141, гл. 11,8 м (аналитик Б. Мирская); 293 — габбро-диабаз зеленовато-темно-серый среднезернистый, в 2,5 м южнее с. Залесья, скв. 10, гл. 73 м (аналитик Б. Мирская); 294 — то же, в 3 км севернее с. Залесья, скв. 197, гл. 86,8 (аналитик Б. Мирская); 295 — то же, западнее с. Хрипли, скв. 298, гл. 93,9 м (аналитик Б. Мирская); 296 — габбро-диабаз, с. Слободка [193]; 297 — габбро-диабаз темно-серый, среднезернистый, урочище Гороховое, с Масевичи; 298 — диабаз зеленовато-темно-серый, мелкозернистый, юго-западнее с. Неража, скв. 321, гл. 14,8 м (аналитик А. Стеценко); 299 — эпидиабаз темно-серый, мелкозернистый, в 2,5 км северо-западнее с. Бондаревки, скв. 2191, гл. 47,3 м (аналитик Б. Мирская); 300 — диабаз амфиболовый, р. Базавлук [267]; 301 — диабаз, средний тип, по Дэли.

Таблица 76

Числовые характеристики габбро-диабазов и диабазов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	*s*	*a*	*c*	*b*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
291	58,8	10,0	5,7	25,5	51,4	34,7	13,9	70,4	2,9	5,4	—8,1	1,7
292	59,2	7,5	6,7	26,6	53,7	41,5	4,8	86,8	5,9	5,8	—7,3	1,1
293	61,4	10,9	6,3	19,4	58,5	30,4	11,1	72,6	3,6	10,8	—7,3	1,7
294	61,1	10,9	7,3	20,7	54,1	28,5	17,4	74,3	5,1	8,5	—6,9	1,4
295	62,9	9,3	6,3	21,5	45,3	26,3	28,4	71,2	3,1	10,2	+0,6	1,4
296	57,7	7,7	6,3	28,3	45,3	34,7	20,0	74,5	—	9,4	—6,3	1,2
297	57,3	6,6	8,0	28,1	38,0	41,4	20,6	80,8	1,8	1,5	—6,6	0,8
298	57,8	9,3	8,3	24,6	56,4	36,7	6,9	79,0	2,9	11,5	—11,3	1,1
299	57,9	9,0	5,6	27,5	45,0	42,5	12,5	70,3	1,8	3,6	—7,8	1,6
300	56,3	5,1	5,5	33,1	38,0	39,8	22,2	76,3	1,3	6,8	—3,1	0,9
301	59,8	8,1	6,4	25,7	43,0	38,8	18,2	84,4	2,0	13,0	—3,0	1,2

* См. примечание к табл. 75.

Пироксены представлены ромбическими и количественно подчиненными им моноклинными разновидностями; образуют отдельные мелкие зерна и агрегатные скопления в промежутках между идиоморфными зернами плагиоклаза; размеры отдельных зерен 0,2—0,8 мм, а агрегатных скоплений — 1,5—2 мм. Многие зерна пироксенов размещены в микропегматитовых участках, поэтому имеют весьма извилистые контуры. Ромбические пироксены представлены гиперстеном с $2V = -(50—60)°$, а моноклинные — авгитом с $2V = 56—58°$. Пироксены слегка замещены бурым биотитом, образующим мелкие пластинчатые и листовидные выделения с обычным плеохроизмом.

Рудные минералы представлены ильменитом и магнетитом, образующими мелкие округлые и слегка удлиненные изогнутые зерна.

Щелочной полевой шпат встречается в виде антипертитовых мелких включений в плагиоклазах и единичных мелких ксеноморфных зерен в промежутках между другими минералами.

Изучение минерального состава и структурных особенностей конга-диабазов позволяет рассматривать их как гибридные породы, в происхождении которых существенную роль играла контаминация первичного диабазового расплава материалом более древних кварцитов, нередко метаморфизованных конга-диабазами в кварцевые роговики.

Химические анализы габбро-диабазов и диабазов приведены в табл. 75.

Габбро-диабазы и диабазы Коростенского плутона отличаются меньшим содержанием кремния и повышенным титана. Однако главное отличие заключается в повышенной железистости этих пород, в определенном соотношении молекулярных количеств $FeO : MgO : CaO$. Если для габбро-диабазов с. Масевичей и диабазов р. Базавлука эти отношения весьма близки (1 : 1 : 1), то в габбро-диабазах и диабазах Коростенского плутона молекулярные количества FeO превышают таковые MgO в 1,5—2,4 раза при переменном содержании CaO.

Такие особенности габбро-диабазов и диабазов Коростенского плутона позволяют генетически связывать их с породами габбро-анортозитовых массивов плутона и рассматривать как жильные гипабиссальные аналоги последних.

Сопоставляя химические анализы (табл. 75) и числовые характеристики (табл. 76), нетрудно убедиться в том, что габбро-диабазы с. Слободки и эпидиабазы с. Бондаревки занимают промежуточное положение между габбро-диабазами и диабазами Коростенского плутона и подобными породами с. Масевичей и др. р. Базавлука, дайки которых залегают в породах более древних комплексов.

ДИАБАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Среди дайковых пород Коростенского плутона, пожалуй, ни одна группа не имеет такого значительного развития, как диабазовые порфириты. Кроме давно известных естественных обнажений в с. Михайловке, на левом берегу р. Шестеня, западнее с. Васьковичей и вблизи с. Пугачевки, эти породы вскрыты несколькими карьерами и буровыми скважинами, преимущественно в южной половине плутона.

Первые сведения о дайковых породах Волыни относятся как раз к диабазовому порфириту с. Михайловки, названному Г. Оссовским [198] волынитом. Первое петрографическое описание этого волынита сделано И. Мушкетовым [189], причислившим его к семейству порфиритов. В дальнейшем изучением волынитов занимались К. Хрущев, П. Я. Армашевский [12], назвавший их диабазовыми порфирами, И. А. Морозевич [187], В. Е. Тарасенко [248], В. Н. Чирвинский [291], давший им правильное наименование диабазовых порфиритов, В. И. Лучицкий и М. И. Ожегова [169] и др.

Все последующие исследователи, изучавшие диабазовые порфириты Коростенского плутона, больше внимания уделяли геологии этих пород, пытались установить возрастные соотношения их с основными породами и гранитами плутона и определить их место в стратиграфической схеме докембрия данной части Украинского щита.

Так, А. А. Полканов [210] считал, что формировались диабазовые порфириты в течение длительного геологического времени — от начала образования пород краевого комплекса Волынского плутона габбро-лабрадоритов до гранитов; последние, по его предположению, моложе волынитов.

Такого же мнения придерживался Н. Т. Вадимов. А. Я. Мочалов также считал диабазовые порфириты догранитными; по его убеждению они залегают в гранитах в виде ксенолитов, а дайки образуют лишь в породах более древнего кировоградско-житомирского комплекса.

Кроме названных естественных обнажений по рекам Дроздавцу (с. Михайловка), Шестеню (с. Васьковичи) и Ужу (с. Пугачевка), диабазовые порфириты вскрыты несколькими карьерами вблизи с. Украинки, ст. Игнатполь и др., а также скважинами вблизи сел Пугачевки (скв. 3000, 1303 и др.), Ставков (скв. 5784-А), Зубринки (скв. 5897), Вишняковки (скв. 406, 470), Лисок (скв. 490), Дворища (скв. 366).

На левом берегу р. Дроздавца у юго-западной окраины с. Михайловки волыниты когда-то разрабатывались в качестве декоративного камня. На месте добычи сохранилось несколько обвалившихся траншей, расположенных по простиранию дайки диабазовых порфиритов. Мощность дайки около 1,5—2 м. Простирание СВ 50—55°, падение к юго-востоку под крутыми (больше 50°) углами. Дайка залегает несогласно в биотитовых мигматитах, по-

лосчатость которых ориентирована в северо-западном направлении (340—345°) с падением к северо-востоку под углом 68—70°.

За северной окраиной с. Михайловки на правом берегу р. Дроздавца в действующем карьере разрабатывают в качестве бутового камня серые среднезернистые полосчатые биотитовые мигматиты; полосчатость мигматитов СЗ 310—315° с падением к северо-востоку под углом 35—38°. В северной стенке карьера вскрыта секущая дайка диабазового порфирита мощностью в 0,3—1 м. Простирание дайки СВ 65°, падение к юго-востоку под углом 80—82°.

Для установления возрастных соотношений зоны ощелачивания и окварцевания (проходящей в 0,5 км юго-западнее с. Михайловки Володарск-Волынского района) с диабазовыми порфиритами, отрядом ИГН АН УССР в свое время было пройдено несколько канав. Они вскрыли дайку диабазового порфирита в овоидных биотит-амфиболовых гранитах, мощностью 0,3—0,4 м; простирание дайки СЗ 285—290°, падение к северо-востоку под углом 50—55°. Дайка прослежена примерно на 150 м.

В северной стенке карьера № 31 МПС СССР (вблизи с. Украинки) вскрыты диабазовые порфириты, залегающие, по всей вероятности, в виде дайки в мелкоовоидном рапакиви. Простирание их субширотное, падение северо-западное довольно пологое (около 30—35°), видимая мощность 1,5—1,8 м. В диабазовом порфирите очень много пластинчатых выделений порфировых плагиоклазов, значительно преобладающих над основной мелкозернистой массой; размер плагиоклазов нередко достигает 3—5 см в длину.

Севернее с. Ставков скв. 5484-А вскрыт на глубине 33,3 м диабазовый порфирит, залегающий в овоидных гранитах; скважина прошла в диабазовом порфирите 7,7 м и, не выйдя из него, была закрыта на глубине 41 м, по-видимому, вбурилась в крутопадающую дайку.

На Вишняковском участке в 1959 г. скв. 406 вскрыт на глубине 37,7 м трещиноватый и слегка выветрелый диабазовый порфирит, залегающий в овоидных гранитах, несомненно, в виде дайки; мощность диабазового порфирита по керну 4,3 м.

Следовательно, можно заключить, что диабазовые порфириты залегают в виде даек в древней гнейсо-мигматитовой толще и в гранитах Коростенского плутона и почти не встречаются в его основных породах. Ни одна из многочисленных скважин, пробуренных в габбро-анортозитовых массивах, не встретила в них диабазовых порфиритов. Контакты диабазовых порфиритов с вмещающими мигматитами и гранитами всегда ровные прямолинейно выдержанные без каких-либо признаков ассимиляции вмещающих пород. На этом основании можно допустить и дайковую форму залегания для диабазовых порфиритов, вскрытых буровыми скважинами.

Макроскопически в свежих изломах диабазовые порфириты представляют собой темно-серые почти черные мелкозернистые, а в призальбандных частях даек тонкозернистые породы с порфи-

ровыми выделениями бледно-зеленых и зеленовато-белых плагиоклазов (фото 63); в большинстве порфировые плагиоклазы прямоугольно-пластинчатой формы, наряду с ними встречаются зерна менее правильных очертаний; размеры плагиоклазов изменяются от 3×1 мм до 4×1,5 см и больше. Порфировые плагиоклазы распределены в породе неравномерно: от участков, почти лишенных порфировых плагиоклазов, обычных для приконтактовых частей даек, до участков, переполненных ими (до 75—80% объема породы).

Такие обогащенные плагиоклазами участки диабазовых порфиритов, для которых дайковая форма залегания достоверно не определена, некоторые исследователи, например А. А. Полканов [210], склонны рассматривать как отторгнутые глыбы краевых частей габбро-анортозитовых массивов.

Бледно-зеленоватые и зеленовато-белые фарфоровидные плагиоклазы порфировых выделений в диабазовых порфиритах внешне будто свежие, а в действительности значительно изменены; за немногими исключениями почти полностью соссюритизированы и альбитизированы. В наименее измененных порфировых плагиоклазах удалось определить принадлежность их к лабрадору с содержанием 52—58% и даже 63—65% *An*.

Структура основной массы офитовая полнокристаллическая с размером зерен от 0,03—0,05 до 0,7—1 мм; промежутки между тонкопластинчатыми плагиоклазами первоначально были заполнены пироксенами и стекловатой массой, которые замещены мелкозернистым агрегатом роговой обманки и вторичных минералов, иногда биотита; в таком агрегате кое-где сохранились мелкие остатки пироксенов.

В состав основной массы входят плагиоклазы, роговая обманка, черные рудные минералы, пироксены, биотит, щелочной полевой шпат, кварц, апатит, титанит, вторичные минералы.

Плагиоклазы преобладают над другими минералами, слагая немногим менее половины основной массы; образуют мелкие тонкопластинчатые выделения размером 0,3—0,5 мм, длина которых в пять-шесть раз превышает ширину; в более крупнозернистой основной массе пластинчатые плагиоклазы нередко достигают 0,8—1 мм в длину; во многих лейстах плагиоклазы сдвойникованы по альбитовому закону, а на отдельных пластинках наблюдается слабо выраженная полисинтетическая штриховка. Плагиоклазы представлены андезинами (44—48% *An*), основность которых нередко понижается до 30—35% *An*. Частично (более основные почти полностью) они покрыты пелитоморфным веществом и испещрены серицитовыми чешуйками. Кроме таких плагиоклазов, в основной массе изредка встречаются мелкие (2 × 0,5—1,2 × 1 мм) и субмикроскопические порфировые плагиоклазы (фото 64), представленные основным андезином (46—48% *An*).

Роговая обманка образует мелкие бледноокрашенные желтовато-зеленоватые волокна, расположенные на месте замещенных пироксенов и унаследовавшие их форму; иногда волокна сгруп-

пированы в небольшие пучки не более 0,8—0,9 мм в длину. Волокнистая роговая обманка частично замещена хлоритом. Более компактная роговая обманка, заместившая пироксены, слагает неправильные и округлые выделения, отличаясь более резким плеохроизмом от зеленоватого до бурого; такая роговая обманка чаще замещена биотитом.

Биотит содержится в небольшом количестве и далеко не во всех шлифах встречается; развивается по роговой обманке в виде мелких пластинок и листиков размером 0,08—0,1 мм; более крупные (0,2—0,3 мм) выделения биотита наблюдались вдоль шестоватых ильменитов в некоторых дайках диабазовых порфиритов.

Рудные минералы представлены ильменитом и количественно подчиненным магнетитом; ильменит слагает многочисленные тонкошестоватые выделения размером 1—1,2 мм, иногда до 1,5—2 мм в длину; расположение таких выделений ильменита как бы дополняет офитовое соотношение минералов основной массы (фото 65). Магнетит образует мелкие округлые выделения и их агрегатные скопления размером не более 0,5—0,6 мм.

Пироксены обычно слагают мелкие остатки среди заместивших их амфиболов. Судя по немногим и не вполне точным (из-за малых размеров) измерениям угла оптических осей ($2V = +58°$, $cNg = 38—42°$), пироксены представлены авгитами.

Щелочной полевой шпат содержится в небольшом количестве (не более 2—3%) в виде мелких (0,1—0,3 мм) ксеноморфных зерен в промежутках между более идиоморфными минералами.

Апатит встречается довольно редко, слагая тонкие игольчатые кристаллы, достигающие лишь в отдельных шлифах 1,5—2 мм.

Титанит встречен лишь в диабазовом порфирите дайки в действующем карьере у с. Михайловки; слагает мелкие (от 0,3—0,1 до $1 \times 0{,}5$ мм) зерна неправильной формы с характерным рельефом и интерференционной окраской; обычно в ассоциации с ильменитом.

Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатами и, по-видимому, иддингситом. Ни в одном шлифе не удалось наблюдать оливин, отмеченный В. Е. Тарасенко [248, 249] в диабазовом порфирите с. Пугачевки.

Химические анализы диабазовых порфиритов приведены в табл. 77, числовые характеристики — в табл. 78. Для сравнения приводим анализ диабазового порфирита, залегающего в биотитовых мигматитах в окрестностях с. Симаковки, далеко за пределами Коростенского плутона. Химический состав его во многом сходен с составами остальных диабазовых порфиритов, залегающих в плутоне. Незначительное различие заключается в несколько большем содержании Al_2O_3 и CaO.

Особенностью диабазовых порфиритов является прежде всего повышенное (по сравнению с габбро-диабазами и диабазами)

Таблица 77

Химический состав диабазовых порфиритов, %

Компонент	302	303	304	305	306	307	308
SiO_2	54,40	55,02	54,66	54,27	52,23	54,12	52,28
TiO_2	2,04	2,09	1,39	1,92	2,96	2,08	1,28
Al_2O_3	13,42	13,75	14,49	13,53	14,37	13,91	15,11
Fe_2O_3	1,93	2,14	2,64	2,54	4,38	2,67	2,28
FeO	10,64	10,67	10,13	10,66	7,90	10,00	10,90
MnO	0,16	0,17	0,14	0,20	0,14	0,16	0,15
MgO	3,02	3,13	2,83	2,92	2,74	2,98	2,80
CaO	5,78	6,02	4,40	5,14	6,84	5,63	6,37
BaO	0,06	—	—	0,06	—	0,03	0,05
Na_2O	3,29	3,26	3,45	3,84	3,51	3,47	3,65
K_2O	2,99	2,52	2,98	2,86	2,41	2,75	2,55
P_2O_5	0,86	0,74	0,94	0,76	0,14	0,68	0,94
S	0,07	0,13	0,06	0,13	0,22	0,12	0,10
CO_2	0,21	0,17	0,37	0,33	—	0,21	0,17
Cl	0,06	0,04	0,03	0,05	—	0,04	0,02
H_2O^-	0,27	0,12	0,33	0,25	—	0,19	0,23
H_2O+	0,90	0,27	1,04	0,67	1,79	0,93	1,41
$O_2 - Cl + S$	—0,04	—0,06	—0,03	—0,07	—0,11	—0,06	—0,05
Сумма	100,06	100,18	99,85	100,06	99,52	99,91	100,24
$F_{общ}$	70,3	69,6	71,3	71,7	71,1	70,6	72,5
ρ, г/см³	2,898	2,921	2,894	2,914	—	—	2,909

Примечание. *Диабазовый порфирит:* 302 — темно-серый, в 1,5 км западнее с. Лисок, скв. 490, гл. 21 м (аналитик Б. Мирская); 303 — зеленовато-темно-серый, в 2,3 км юго-восточнее с. Дворица, скв. 366, гл. 27,2 м (аналитик Б. Мирская); 304 — зеленовато-темно-серый, в 1 км севернее с. Ставков, скв. 5184-А, гл. 33,5 м (аналитик Б. Мирская); 305 — темно-серый, в 0,5 км юго-западнее с. Михайловки (аналитик С. Панченко); 306 — правый берег р. Ужа, с. Пугачевка, скв. 3000, гл. 9,8 м [45]; 307 — средний состав из пяти анализов; 308 — темно-серый, в 2 км севернее с. Симаковки (аналитик Б. Мирская).

содержание SiO_2, преобладание в несколько раз FeO над F_2O_3 при малом содержании MgO, а также устойчивое преобладание (в молекулярных количествах почти вдвое) Na_2O над K_2O.

Таблица 78

Числовые характеристики диабазовых порфиритов, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа	*s*	*a*	*c*	*b*	*f'*	*m'*	*c*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
302	64,2	11,5	3,2	21,1	57,2	24,2	18,6	63,1	2,6	7,8	2,2	3,5
303	64,5	10,8	3,8	20,9	57,7	25,2	17,1	65,8	2,7	8,5	3,6	2,8
304	65,1	12,2	3,9	18,8	64,9	26,1	9,0	63,2	1,8	11,9	1,9	3,1
305	63,6	12,6	2,8	21,0	59,8	23,5	16,7	67,3	2,6	10,5	—0,5	4,5
306	63,8	11,4	4,2	20,6	56,1	22,8	21,1	69,1	4,1	18,3	0,6	2,7
307	64,1	11,8	3,6	20,5	59,0	24,6	16,4	65,5	1,5	10,9	1,0	3,2
308	62,4	12,0	4,4	21,2	60,5	22,9	16,6	70,0	1,7	9,3	—3,6	2,7

* См примечание к табл. 77.

Диабазовые порфириты плутона отличаются определенными соотношениями молекулярных количеств FeO : MgO : CaO. Так, молекулярные количества FeO превышают MgO в два-три раза при переменном содержании CaO. Эти соотношения характерны для пород с повышенной железистостью. По ним можно более уверенно относить описанные диабазовые порфириты к породам Коростенского плутона.

ОРТОФИРЫ

По сравнению с диабазовыми порфиритами ортофиры менее распространены в Коростенском плутоне. До работ Волынской экспедиции был известен один выход ортофира в плутоне, впервые описанный В. Н. Чирвинским [291]. Поисковыми скважинами этой экспедиции в 1958—1960 г. такие породы были вскрыты еще в нескольких точках юго-западной части плутона.

За юго-западной окраиной с. Крук у дороги в с. Суховолю несколькими небольшими канавами была вскрыта дайка ортофира по простиранию примерно на 200 м. Ортофир залегает в овоидных гранитах, от которых отделен четкими зальбандами. Простирание дайки СЗ 300—315°, падение, по-видимому, северо-восточное, а видимая мощность не превышает 7 м.

В 1 км северо-западнее с. Теренцов скв. 628 вбурилась на глубине 10,9 м в ортофиры, по которым прошла до глубины 15,9 м и была в них остановлена. В висячем боку ортофир контактирует с мелкоовоидными гранитами, на которых залегают их первичные каолины, перекрытые осадочной толщей.

В 0,7 км западнее с. Вишняковки скв. 5268 в интервале 29,5—33,4 м вскрыла ортофиры, залегающие в трещиноватых мелкоовоидных гранитах. В 1,2 км юго-западнее с. Вишняковки скв. 470 пробурена в породах иного геологического разреза: сверху до глубины 10,6 м залегает осадочная толща; 10,6—22 м — первичные каолины овоидных гранитов; 22—46,1 м первичные бескварцевые каолины; 46,1—55,2 м диабазовые порфириты; 55,2—62,8 м — ортофиры. На глубине 62,8 м скважина вошла в мелкоовоидные граниты, в которых закрыта на глубине 65,3 м.

Эта скважина пробурена в зоне трещиноватых пород, поднятых при бурении в виде мелких обломков, по которым трудно определять мощности пород и устанавливать их соотношения. Вполне возможно, диабазовые порфириты и ортофиры разделены мелкоовоидными гранитами, не поднятыми при бурении вследствие трещиноватости и незначительной мощности.

В 0,4 км севернее с. Роговки скв. 5071 вскрыла под осадочной толщей на глубине 13,1 м первичные каолины овоидных гранитов; на глубине 17,5 м они сменились первичными бескварцевыми каолинами, залегающими на ортофирах. Ортофиры пробурены в интервале 24,4—29,8 м и в лежачем боку контактируют с мелкоовоидными гранитами; контакты довольно отчетливые без взаимных

переходов; граниты пробурены до глубины 60,5 м (забой скважины).

За восточной окраиной с. Дворища скв. 366 на глубине 17,7 м под породами осадочной толщи и коры выветривания вскрыты ортофиры; на глубине 19,0 м они сменились диабазами, в которых скважина остановлена на глубине 27,3 м.

Данные бурения скв. 470 и 366 оказались недостаточными для установления взаимоотношений ортофиров с диабазовыми порфиритами и диабазами. Возможно, ортофиры в этих скважинах отделены от диабазов и диабазовых порфиритов овоидными гранитами небольшой мощности, а возможно, между ортофирами, диабазами и диабазовыми порфиритами существуют постепенные переходы, не замеченные при бурении.

Из всего изложенного можно сделать один более или менее обоснованный вывод: ортофиры залегают в овоидных гранитах группы рапакиви в виде даек преимущественно северо-западного простирания, мощностью в несколько метров, будучи по отношению к вмещающим гранитам более молодыми породами.

Макроскопически ортофиры довольно плотные порфировые породы, состоящие из темно-серой почти черной мелко- и тонкозернистой основной массы и многочисленных порфировых выделений розовых полевых шпатов; большинство порфировых выделений сосредоточено в средних частях даек, на призальбандных участках их несравненно меньше или почти нет. Форма порфировых полевых шпатов округлая, иногда эллипсовидная и неправильная прямоугольная; размеры их изменяются от субмикроскопических до 1,5×1 и даже 2×1,2 см.

Структура порфировая с незначительным содержанием вкрапленников полевых шпатов в полнокристаллической основной массе (фото 66—68), иногда приближающейся к фельзитовой.

Порфировые выделения полевых шпатов сложены в большинстве ортоклазом и реже нерешетчатым микроклином (табл. 79). Нередко порфировые выделения полевых шпатов состоят из нескольких более мелких и оптически разноориентированных зерен,

Таблица 79

Характеристика калиевых полевых шпатов из ортофиров

Место взятия образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
с. Крук, обнажение	85	9	78	⊥ (001)	—	Ортоклаз
То же	72	24	75	⊥ (001)	—62	Микроклин
с. Теренцы; скв. 628, гл. 15,8 м	78	12	85	⊥ (001)	—80	Ортоклаз
с. Дворище; скв. 366, гл. 18,9	86	7	84	⊥ (001)	—78	»
с. Крук, обнажение	88	8	82	⊥ (001)	—78	»
То же	77	14	84	⊥ (001)	—70	Микроклин

придающих структуре таких участков гломеропорфировый облик (фото 67).

Несравненно реже встречаются вкрапленники плагиоклазов, представленных олигоклазом (15—29% *An*) и значительно реже андезином (32—36% *An*); во многих таких вкрапленниках плагиоклаз слагает средние части, а по краям окаймлен заместившим его калиевым полевым шпатом. Такие плагиоклазы следует рассматривать как реликтовые, а заместившие их щелочные полевые шпаты как постмагматические. Более поздняя генерация плагиоклаза представлена альбитом (8—10% *An*), слагающим тонкие (0,08—0,25 мм) каемки вокруг щелочных полевых шпатов.

Основная масса сложена агрегатом мелких зерен щелочных полевых шпатов, плагиоклаза и роговой обманки; в меньших количествах содержатся биотит, черные рудные минералы, кварц, иногда пироксены, апатит, вторичные минералы. Размеры зерен основной массы не превышают сотых долей миллиметра, лишь единичные зерна роговой обманки и плагиоклаза достигают 0,1—0,2 мм.

Плагиоклазы слагают мелкие неправильной формы и пластинчатые выделения, сдвойникованные в большинстве по альбитовому закону, и представлены олигоклазом (13—21% *An*).

Роговая обманка слагает примерно 25—30% основной массы и довольно равномерно распределена в ней в виде мелких выделений самой причудливой формы, среди которых встречаются тонкопластинчатые, достигающие в длину 0,2—0,3 мм; представлена обыкновенной зеленой разновидностью, $2V = -(58—66)°$, слегка ощелоченной во многих зернах. Кроме разрозненных выделений, такая роговая обманка нередко слагает агрегатные скопления размером от 0,5 × 0,4 до 2,5 × 1 мм. Форма их округлая, клиновидная и линзовидная с закругленными краями. В некоторых агрегатных скоплениях вместе с роговой обманкой ассоциируют черные рудные минералы и мелкочешуйчатый бурый биотит, заместивший роговую обманку.

Рудные минералы представлены ильменитом и преобладающим магнетитом; ильменит встречается в виде тонких удлиненных кристаллов и округлых зерен, а магнетит слагает землистые массы, заполнившие средние части агрегатных скоплений темноцветных минералов; в некоторых из них от темноцветных минералов осталась лишь тонкая каемка вокруг ядра, сложенного магнетитом. Очень мелкие (менее 0,02 мм) выделения магнетита довольно равномерно распределены в основной массе, окраска которой определяется не только роговой обманкой, но и таким магнетитом, что отмечал раньше В. Н. Чирвинский [291].

Пироксены в ортофирах почти не встречаются; лишь в одном шлифе из ортофира, вскрытого скв. 628 на глубине 15,8 м, отмечены мелкие (0,4×0,25—0,15 мм) зерна моноклинного пироксена ($2V$ от $+52$ до $+54°$), окаймленные тонкой полоской заместившей их зеленой роговой обманки.

Таблица 80

Химический состав ортофиров, %

Компонент	309	310	311	312	313
SiO_2	65,80	63,49	65,85	65,04	64,05
TiO_2	0,80	1,06	0,83	0,89	—
Al_2O_3	13,37	13,63	13,54	13,51	16,06
Fe_2O_3	2,13	1,71	1,97	1,93	2,43
FeO	4,23	5,70	4,17	4,70	5,72
MnO	0,09	0,09	0,07	0,08	—
MgO	1,81	2,33	1,90	2,01	0,34
CaO	2,24	2,66	1,56	2,15	3,15
BaO	—	0,11	—	0,05	—
Na_2O	3,27	3,37	3,62	3,42	2,64
K_2O	4,85	4,70	4,78	4,77	4,63
P_2O_5	0,20	0,28	0,31	0,26	—
S	0,05	0,06	0,09	0,06	—
CO_2	0,32	0,28	0,18	0,26	—
Cl	0,03	0,04	0,08	0,05	—
H_2O^-	0,11	0,10	0,15	0,12	0,55
H_2O+	0,55	0,73	1,02	0,76	—
$O_2 - Cl + S$	—0,03	—0,04	—0,06	—0,04	—
Сумма	99,82	100,30	100,06	100,02	99.57
$F_{общ}$	65,4	64,2	63,5	63,0	93,1
ρ, г/см³	2,722	2,757	2,689	2,723	—

Примечание. *Ортофир:* 309 — с. Крук (аналитик Б. Мирская); 310 — в 1 км северо-западнее с. Теренцы, скв. 628, гл. 15,8 м (аналитик Б. Мирская); 311 — в 0,4 км севернее с. Роговки, скв. 5071, гл. 28 м (аналитик А. Стеценко); 312 — средний состав из трех анализов; 313 — с. Крук (анализ В. Чирвинского) [291].

Химические анализы ортофиров приведены в табл. 80. Ан. 313 не отвечает современным требованиям полноты и точности, что видно из числовых характеристик (табл. 81) и особенно из сопоставлений процентных соотношений молекулярных количеств FeO, MgO и CaO.

Таблица 81

Числовые характеристики ортофиров, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа*	s	a	c	b	f′	m′	c′	a′	n	t	φ	Q	a/c
309	74,6	14,0	1,9	9,5	60,3	31,9	7,8	—	50,5	0,9	18,4	19,3	7,3
310	72,1	14,0	1,9	12,0	57,3	32,0	10,7	—	59,1	1,2	12,3	14,3	7,3
311	74,8	14,7	1,6	8,9	62,1	35,6	2,3	—	53,7	0,9	18,2	18,6	9,1
312	74,2	14,3	1,8	9,7	58,2	34,2	7,6	—	52,3	0,9	14,6	18,0	7,9
313	74,0	12,6	3,9	9,5	79,6	5,8	—	14,6	46,2	—	29,1	18,9	3,2

* См. примечание к табл. 80.

Особенностями ортофиров плутона являются довольно резкое преобладание FeO над Fe_2O_3, преобладание MgO над CaO, содержание Na_2O и K_2O немногим более 8%, из которых всегда преобладает первый.

Как правильно отметил В. Н. Чирвинский [291], описанные ортофиры являются переходными породами между типичными ортофирами и кварцевыми порфиритами, ближе стоящими в одних дайках к настоящим ортофирам, а в других — к кварцевым порфиритам.

В связи с этим логичнее оставить за описанными дайковыми породами прежнее их наименование ортофиров как более подходящее на данном этапе их изучения, чем причислять их к кварцевым порфиритам.

ГРАНИТ-ПОРФИРЫ

Гранит-порфиры не имеют широкого развития в Коростенском плутоне; обычно они приурочены к приконтактным участкам гранитов плутона с более древними породами его рамы; на таких участках развита биотитовая разновидность гранит-порфиров; значительно реже гранит-порфиры встречаются в средних частях плутона, ближе к контактам гранитов с основными породами габбро-анортозитовых массивов, где, как правило, залегают амфибол-биотитовые гранит-порфиры.

Вблизи южного контакта плутона гранит-порфиры выявлены в 1960 г. несколькими скважинами (5969, 5986, 5998, 6101, 6102, 6024, 6025 и др.) Волынской экспедиции, разбурившей 15-й профиль по линии сел Силянщина — Сколобов.

В зоне юго-восточного контакта Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива с гранитами рапакиви гранит-порфиры встречены лишь одной скв. 1583 в 18-м профиле, разбуренном той же экспедицией севернее с. Заньков.

Все эти скважины вскрыли гранит-порфиры на разных глубинах (от 11—17 до 25—39 м) под осадочными породами и первичными каолинами этих же гранит-порфиров. При этом ни одна из скважин не вышла из гранит-порфиров, пройдя в них от 1,8 (скв. 6102) до 8,4 м (скв. 6024). Поэтому говорить о вмещающих породах гранит-порфиров можно лишь по данным скважин, вскрывших рапакивиподобные граниты.

Такие же мало определенные данные по геологии гранит-порфиров получены при бурении двух скважин в 1965 г. Житомирской экспедицией вблизи с. Андреева, расположенного севернее г. Черняхова.

Скв. 1322 (в 0,8 км западнее с. Андреева) вскрыла под осадочными породами и первичными коалинами гранитов на глубине 24,2 м гранит-порфиры, прошла в них до 136,7 м и вбурилась в рапакивиподобные граниты, которые на глубине 141,6 м сменились гранит-порфирами, пробуренными до 160,5 м. Глубже на контакте с гранит-порфирами залегают овоидные биотит-амфи-

боловые граниты, в которых скважина закрыта на глубине 172 м.

Скв. 1325, заложенная в створе с первой ближе к с. Андрееву, под осадочной толщей на глубине 14,8 м вскрыла первичные каолины габбро-анортозитов, а на глубине 35,2 м — массивные габбро-анортозиты, прослеженные до 57,8 м и сменившиеся биотит-амфиболовыми гранитами, далее на 59,5 м встречены гранит-порфиры, в которых скважина и была остановлена на глубине 179,5 м.

При интерпретации таких разрезов необходимо помнить, что по выбуренному керну истинные мощности гранит-порфиров достоверно не определяются, если неизвестна форма их залегания.

На площади плутона гранит-порфиры встречены также вблизи сел Мокренщины, Вязовки, Закусилы, Малого Дивлина и Болярки, где они вскрыты небольшими давно заброшенными выработками, в которых не определялись ни мощность, ни форма их залегания.

М. И. Ожегова считала, что гранит-порфиры некоторых мест (почти все расположены за пределами Коростенского плутона) северо-западной части Украинского щита залегают в виде жил, секущих граниты, мигматиты, гнейсы и габбровые породы. Реже они встречаются в виде остатков потоков. К сожалению, процитированный вывод не подкреплен описанием тех обнажений, в которых наблюдались такие формы залегания гранит-порфиров.

В. С. Соболев [236] считал жильными породами гранитной фазы Коростенского плутона гранит-порфиры вблизи сел Вязовки, Закусилы и г. Малина. Гранит-порфиры г. Малина впервые описаны В. И. Лучицким [161] под названием мелкоовоидных микропегматитовых рапакиви, приведен химический (неполный и недостаточно точный) анализ.

Гранит-порфиры, вскрытые большинством перечисленных скважин, а также выступающие на правом берегу р. Жерева у с. Вязовки и ниже с. Закусилы однотипны и, по всей вероятности, наиболее распространены.

Макроскопически гранит-порфиры представляют собою довольно массивные розово-серые и серовато-розовые, иногда буровато-розовые порфировые породы с мелкозернистой и даже среднезернистой основной массой; в такой массе изредка размещены порфировые выделения полевых шпатов округлой и пластинчатой формы размером в 1,5×1—2,5×2 см; реже встречаются выделения темно-серого кварца округлой и эллипсоидальной формы, размером в 0,3—0,5 см. Порфировые выделения полевых шпатов представлены в основном микроклин-пертитом и реже кислым плагиоклазом (олигоклазом). Отдельные порфировые выделения имеют форму и строение подобные овоидам гранитов с ядрами, сложенными калинатровыми полевыми шпатами, окаймленными тонкими оболочками бледно-зеленоватого фарфоровидного олигоклаза и альбита.

Структура порфировая (фото 69, 70), а основной массы гипидиоморфнозернистая с участками аплитовой и микропегматитовой; размеры порфировых выделений полевых шпатов и кварца изменяются от 1 до 3,5—4 мм, иногда достигая 4,5—5 мм; размеры зерен основной массы 0,05—0,5 м.

Минеральный состав: калинатровые полевые шпаты, кварц, плагиоклаз, биотит, иногда роговая обманка, рудные, акцессорные и вторичные минералы.

Калинатровые полевые шпаты преобладают над другими минералами и представлены микроклин-пертитом, иногда решетчатым; очень редко удавалось обнаружить в основной массе единичные зерна ортоклаза, в точном определении которого нет полной уверенности (табл. 82). Щелочные полевые шпаты слагают аллотриоморфные более или менее изометричные зерна, некоторые из

Таблица 82

Характеристика калиевых полевых шпатов из гранит-порфиров

Место взятия образца	*Ng*	*Np*	*Nm*	Полюс спайности	*2V*	Минерал
с. Вязовка, обнажение	77	20	86	⊥ (001)	—86	Микроклин (основная масса)
с. Мокренщина, обнажение	79	16	76	⊥ (001)	—82	Микроклин (вкрапленник)
с. Андреев; скв. 1322, гл. 1025 м	70	20	90	⊥ (001)	—88	Микроклин (основная масса)
с. Андреев, скв. 1325, гл. 126,5 м	78	12	86	⊥ (001)	—85	Микроклин (вкрапленник)
с. Андреев; скв. 1325, гл. 165,3 м	88	5	89	⊥ (001)	—72	Ортоклаз (основная масса)
с. Заньки; скв. 1583, гл. 45,8 м	82	8	86	⊥ (001)	—84	Микроклин (основная масса)
с. Пекарщина; скв. 6105, гл. 25 м	82	8	90	⊥ (001)	—60	То же

них с отчетливой микроклиновой решеткой; иногда зерна микроклина густо прорастают мелкими врастками кварца с образованием микропегматитовых участков.

Кварц образует аллотриоморфные зерна с нормальным и слабоволнистым погасанием; на некоторых зернах отчетливо выражено его замещение щелочным полевым шпатом, нередко проникающим по трещинам в порфировые выделения и разделяющим их на более мелкие зерна.

Плагиоклаз количественно уступает микроклину и кварцу, слагая мелкие пластинчатые зерна с разъеденными краями; представ-

Таблица 83

Химический состав гранит-порфиров, %

Компонент	314	315	316	317	318	319	320
SiO_2	72,39	72,34	72,10	72,28	72,03	72,34	67,61
TiO_2	0,15	0,18	0,19	0,17	0,30	0,15	0,35
Al_2O_3	13,63	13,27	13,54	13,48	14,09	14,54	14,64
Fe_2O_3	0,73	0,52	0,63	0,63	1,40	0,88	1,73
FeO	2,19	2,43	2,21	2,28	1,79	0,42	1,45
MnO	0,02	0,06	0,03	0,04	—	0,05	0,17
MgO	0,78	0,61	0,70	0,70	0,67	1,01	1,82
CaO	0,92	1,05	1,02	1,00	0,70	0,60	3,36
BaO	0,05	0,12	0,08	0,08	—	—	—
Na_2O	2,85	2,84	2,91	2,87	2,68	3,55	2,75
K_2O	5,47	5,69	5,68	5,61	5,99	5,64	4,51
P_2O_5	0,13	0,11	0,13	0,12	—	—	—
S	0,04	0,05	0,09	0,06	—	—	—
CO_2	0,17	0,46	0,13	0,25	—	—	0,48
F	0,09	0,21	0,23	0,18	—	—	—
H_2O^-	0,10	0,06	0,24	0,13	0,22	0,14	0,06
H_2O+	0,33	0,37	0,36	0,35		0,48	0,68
$O_2 - F + S$	—0,06	—0,11	—0,13	—0,10	—	—	—
Сумма	99,98	100,26	100,14	100,13	99,87	99,80	99,61
$F_{общ}$	66,6	72,7	69,6	69,6	72,4	40,5	49,4
ρ, г/см³	2,606	2,644	2,607	2,619	—	—	—

Примечание. *Гранит-порфир:* 314 — с. Мокренщина (аналитик С. Панченко); 315 — в 0,2 км севернее с. Сколобова, скв. 6025, гл. 14 м (аналитик А. Стеценко); 316 — в 0,4 км западнее с. Андреева, скв. 1325, гл. 100 м (аналитик Б. Мирская); 317 — среднее из трех анализов, 318 — с. Горбово (за пределами Коростенского плутона) [169]; 319 — Кудиканская интрузия; Забайкалье (анализ Б. А. Попова); 320 — гора Рудная, Полярный Урал (анализ Молдаванцева).

лен олигоклазом (21—27% *An*), иногда альбитом; в более крупных порфировых выделениях зонального строения ядро сложено кислым андезином (32—35% *An*), а краевые части — олигоклазом и альбитом.

Таблица 84

Числовые характеристики гранит-порфиров, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа *	*s*	*a*	*c*	*b*	*f'*	*m'*	*a'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
314	79,8	13,6	1,1	5,5	45,8	22,9	31,3	44,6	0,2	9,6	31,3	12,3
315	80,3	14,0	1,2	4,5	59,7	22,4	17,9	42,8	0,2	8,9	31,4	11,6
316	80,0	14,2	1,3	4,5	57,4	25,0	17,6	43,9	0,2	11,7	30,3	10,9
317	80,1	13,9	1,3	4,7	55,7	24,3	20,0	43,8	0,2	11,4	31,1	10,6
318	78,9	13,9	0,9	6,3	43,7	16,7	39,6	40,5	0,3	18,7	29,1	15,4
319	78,2	15,0	0,7	6,1	18,1	26,6	55,3	49,1	0,2	10,6	25,7	21,4
320	77,2	12,6	3,5	6,7	44,9	45,9	с—9,2	47,8	0,3	22,4	25,7	3,6

* См. примечание к табл. 83.

Из темноцветных минералов чаще встречается бурый и зеленовато-бурый биотит, образующий довольно крупные (до 2—3 мм) пластинки и чешуйки, иногда густо проросшие кварцем с образованием скелетных структур; некоторые пластинки биотита отчетливо плеохроируют от бурого и зеленовато-бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. Роговая обманка наблюдается реже, чаще замещена гидрослюдами; представлена обыкновенной зеленой разновидностью и слагает мелкие неправильной формы выделения — остатки более крупных зерен, замещенных биотитом. В ассоциации с темноцветными минералами изредка наблюдаются мелкие выделения флюорита и мелкие кристаллики циркона с характерными плеохроичными двориками в биотите; реже встречается апатит.

Рудные минералы (ильменит и магнетит) содержатся в ничтожном количестве (менее 1%) в виде единичных зерен и мелких скоплений.

Вторичные минералы представлены хлоритом, развивающимся по биотиту, серицитом, карбонатом и гидрослюдами.

Для химического состава гранит-порфиров (табл. 83, 84) плутона характерны пересыщенность Al_2O_3 при довольно выдержанном содержании Na_2O и K_2O, из которых всегда значительно преобладает K_2O, малое количество MgO и повышенная железистость. Близок к ним по составу гранит-порфир с. Горбово (западнее Коростенского плутона), оказавшийся также пересыщенным Al_2O_3, но более железистым.

Гранит-порфиры Забайкалья и Полярного Урала более магнезиальные с пониженной железистостью и другими отношениями определяющих оксидов FeO : MgO : CaO.

КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ

Кварцевых порфиров в Коростенском плутоне мало. Известно всего два их обнажения: одно в западной части плутона, вблизи с. Колцкие, а второе в окрестностях с. Рудни-Переброды, расположенного в крайней северо-западной части плутона. Третий известный выход кварцевых порфиров (левый берег р. Уборти, с. Зубковичи) размещен за пределами плутона в биотитовых мигматитах его рамы, но вблизи контакта с гранитами Кишино-Жубровичского массива — составной части плутона. Кроме того, кварцевые порфиры встречены двумя картировочными скважинами Житомирской геологической экспедиции: скв. 249 вскрыла их в 7 км южнее районного центра Полесского, а скв. 216 — в 3 км северо-западнее ст. Мощаница (на железнодорожной линии Белокоровичи — Овруч) в зоне контакта плутона с овручской эффузивно-терригенной толщей.

В 1,2—1,5 км северо-западнее с. Колцкие, на р. Кремно, правом притоке р. Жерева, у дороги в с. Красную Волоку небольшими кустарными выработками когда-то при добыче бутового камня были вскрыты на глубине 1,5—2 м кварцевые порфиры, залегаю-

щие в рапакивиподобных гранитах. В одной из таких выработок вскрыт довольно отчетливый, хотя не везде ровный контакт кварцевого порфира с вмещающими гранитами; второй контакт не вскрыт, поэтому форма залегания этих пород не установлена. Судя по высыпкам кварцевый порфир, вероятнее всего, залегает в виде дайки северо-западного (325—330°) простирания с не вполне ясным северо-восточным падением под довольно крутыми углами (65—72°). Вероятная мощность дайки 1,7—2 м; прослеживается по высыпкам всего на 20—25 м.

В относительно свежих изломах кварцевые порфиры — отчетливо порфировые породы с зеленовато-серой тонкозернистой основной массой и многочисленными порфировыми выделениями полевых шпатов и кварца, распределенными в ней довольно равномерно с явным преобладанием вкрапленников щелочных полевых шпатов.

Калинатровые полевые шпаты образуют розово-кремовые и мясо-красные порфировые выделения, размер которых изменяется от 3×2—4×3 мм до 1×0,7 см, иногда 1,5×0,9 см; форма их округлая, чаще эллипсовидная, иногда тонкопластинчатая с закругленными углами. Щелочные полевые шпаты нередко слагают гломеропорфировые скопления нескольких разно ориентированных зерен. Калинатровые полевые шпаты представлены (табл. 85),

Таблица 85

Характеристика калиевых полевых шпатов из кварцевых порфиров (с. Колцкие)

Номер образца	*Ng*	*Nm*	*Np*	Полюс спайности	2*V*	Минерал
1	75	12	79	⊥ (001)	—	Микроклин (вкрапленник)
	88	6	84	⊥ (001)	—80	То же
2	74	17	86	⊥ (001)	—84	Микроклин
	74	20	75	⊥ (001)	—74	»
3	84	7	89	⊥ (001)	—	Ортоклаз
	87	4	88	⊥ (001)	—	»

микроклином пертитовым и реже микроклином решетчатым; в одном вкрапленнике удалось (не вполне точно) определить ортоклаз. Некоторые вкрапленники окаймлены тонкой прерывистой микропегматитовой оторочкой, а вокруг других, в которых щелочные полевые шпаты заместили плагиоклазы, развиты тонкие альбитовые каемки. Порфировые выделения калинатровых полевых шпатов слегка выветрелы и покрыты буроватым пелитоморфным веществом.

Порфировые выделения темно-серого кварца имеют значительно меньшие размеры (от 1×1 мм до 5×3, иногда 8×5 мм), округлую, эллипсовидную форму; большинство их с нормальным и слабоволнистым погасанием; многие выделения кварца корродирова-

ны основной массой (преимущественно калинатровым полевым шпатом) с краев, в некоторые выделения эта масса проникает внутрь по тонким трещинам и делит их на более мелкие зерна.

Мелкопорфировые выделения плагиоклаза, выявленные под микроскопом, встречаются редко — в виде либо единичных обособлений в основной массе, либо гломеропорфировых выделений; плагиоклаз представлен олигоклазом (22—25% *An*).

Структура отчетливо порфировая: основная масса полнокристаллическая аллотриоморфнозернистая, размер зерен от 0,02 до 0,2 мм. В состав основной массы входят кварц, щелочной полевой шпат, плагиоклаз, биотит, черный рудный минерал, флюорит, серицит, пелитоморфное вещество.

Кварц образует мелкие изометричные зерна с нормальным погасанием; многие зерна загрязнены пылевидным рудным минералом, по всей вероятности гематитом. Калинатровые полевые шпаты представлены микроклином, слагающим более или менее изометричные зерна иногда с отчетливой решетчатой структурой. Плагиоклаз количественно уступает щелочному полевому шпату и представлен олигоклазом, примерно с 15—23% *An*. Биотит в виде очень мелких (0,015—0,020 мм) чешуек довольно равномерно распределен в основной массе; его не более 1—2%; иногда на отдельных участках основной массы и внутри некоторых гломеропорфировых выделений щелочных полевых шпатов он образует мелкие скопления с размером пластинок и чешуек, увеличивающимся до 0,12—0,15 мм; некоторые из них с ясно выраженным плеохроизмом от зеленовато-бурого по *Ng* до соломенно-желтого по *Np*. Нередко в основной массе, обычно в ассоциации с биотитом, наблюдаются очень мелкие выделения бесцветного флюорита размером не более 0,07—0,08 мм.

В 3,5—4 км юго-восточнее с. Рудни-Переброды в урочище Залозье на небольшом повышении, рельефно выделяющемся среди окружающей заболоченной местности (разделяющей выходы гранитов Коростенского плутона и кварцитовидных песчаников овручской толщи), обнажены кварцевые порфиры. Они вскрыты небольшой каменоломней при добыче их в качестве бутового камня вблизи проложенной шоссейной дороги в с. Усово. Выходы кварцевых порфиров образуют в рельефе всхолмленную полосу субширотного направления, возможно, совпадающую с их простиранием.

Макроскопически кварцевые порфиры урочища Залозье — плотные породы отчетливо порфирового сложения с зеленовато-темно-серой тонкозернистой нередко фельзитоподобной основной массой и многочисленными вкрапленниками серовато-красных и бледно-зеленых полевых шпатов, а также темно-серого и серого кварца. Размеры вкрапленников от долей миллиметра до 2—3 мм, иногда достигают 5—6 мм. Форма их округлая и тонкопластинчатая, в отдельных случаях с эллипсовидными и полигональными очертаниями. Порфировые выделения сложены калинатровым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом, иногда темноцветным минералом,

обычно замещенным вторичными образованиями. Под микроскопом вкрапленники резко выделяются в тонкозернистой основной массе; многие из них корродированы основной массой в виде бухтообразных углублений.

Щелочной полевой шпат вкрапленников слегка выветрелый и покрыт желтовато-буроватым пелитоморфным веществом, к тому же многие его выделения альбитизированы, что не позволяет определить его минеральную принадлежность.

Кварц порфировидных выделений в большинстве имеет нормальное погасание, обычно идиоморфен и почти всегда корродирован основной массой. В сравнительно крупных зернах более трещиноват и менее прозрачен с точечными (пылевидными) включениями какого-то железистого минерала.

Плагиоклазовые вкрапленники более мелкие с менее правильными очертаниями, их значительно меньше; на некоторых слабо заметна тонкая полисинтетическая двойниковая штриховка; сдвойникованы по альбитовому закону, представлены альбитом (3—5% *An*). В некоторых плагиоклазах наблюдались мелкие кристаллы апатита. Плагиоклаз вкрапленников слегка выветрелый, испещрен тонкими серицитовыми чешуйками и покрыт пелитовыми частицами.

Порфировые выделения темноцветного минерала встречаются редко, не более двух-трех на площади шлифа; форма таких выделений округлая, размеры не превышают 0,5—0,8 мм в поперечнике. Во всех выделениях темноцветные минералы полностью замещены зеленым хлоритоподобным минералом с мелкоагрегатной, иногда пластинчато-сетчатой поляризацией. В отдельных выделениях хлоритоподобного минерала распознавались мелкие остатки бурого биотита и единичные кристаллики циркона.

Основная масса тонкозернистая (0,015—0,025 мм), фельзитоподобная со своеобразным ситовидным строением, обусловленным пойкилитовыми срастаниями щелочных полевых шпатов с кварцем. В состав основной массы входят калинатровые полевые шпаты, кварц, плагиоклаз, хлорит, черный рудный минерал и флюорит.

На левом берегу р. Уборти, у северо-западной окраины с. Зубковичей, кварцевые порфиры слагают небольшой бугор, вытянутый в субмеридиональном (СЗ 350—355°) направлении примерно на 120—150 м при ширине 40—50 м. Кварцевые порфиры залегают в виде мощной дайки, образуя на поверхности разобщенные небольшие глыбы и плиты. Это породы с хорошо выраженным порфировым сложением: в основной мелко- и тонкозернистой массе довольно равномерно размещены порфировые выделения щелочных полевых шпатов и кварца, слагающие на отдельных участках до 25—30% горной породы. Форма их округлая, угловатая и неправильная пластинчатая, размеры от 0,5—0,7 до 2—3 мм, иногда 4—5 мм.

Щелочной полевой шпат вкрапленников представлен пертитовым микроклином, иногда сдвойникованным по карлсбадскому закону.

Кварцевые порфировые выделения преобладают над полевошпатовыми, многие имеют более идиоморфные очертания, в большей мере корродированы основной массой; кварц довольно чистый с небольшим количеством точечных включений; погасание в большинстве облачное и сильноволнистое на грани агрегатного.

Основная масса полнокристаллическая с размером зерен от 0,02—0,03 до 0,1—0,3 мм. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая с многочисленными небольшими участками микропегматитовой. В состав основной массы входят калинатровые полевые шпаты, кварц, биотит в большинстве замещенный гидрослюдой, черный рудный минерал, флюорит, циркон.

Краевые части дайки сложены фельзитоподобной разностью, отличающейся более мелкозернистой основной массой и более идиоморфными порфировыми выделениями кварца. Основная масса такой разности тоже полнокристаллическая, но с преимущественными размерами взаимопрорастающих зерен калинатрового полевого шпата и кварца менее 0,02 мм; в ней рассеяны редкие зерна черного рудного минерала и тонкие пластинки мусковита, заместившего биотит.

В табл. 86 приведены результаты химических анализов кварцевых порфиров, из которых два (ан. 323 и 324) взяты за пределами плутона. В табл. 87 даны их числовые характеристики.

Все анализированные в лаборатории ИГФМ АН УССР образцы кварцевых порфиров очень близки по содержанию главнейших компонентов. Характерная петрохимическая особенность кварцевых порфиров Коростенского плутона — пересыщенность Al_2O_3 при довольно выдержанном соотношении Na_2O и K_2O, из которых всегда преобладает K_2O. Кварцевые порфиры — лейкократовые породы с повышенным содержанием кремнезема и малым количеством темноцветных минералов. Для них, как и для гранит-порфиров, характерны повышенная железистость и соответственно малая магнезиальность.

Из приведенных для сравнения анализов кварцевых порфиров других районов лишь кварцевый порфир Суоярвского района Карелии оказался несколько более магнезиальным, с пониженной железистостью.

Изучение геологии, петрологии и химии дайковых пород Коростенского плутона показало, что все они генетически связаны с горными породами плутона и являются их жильными аналогами. Сравнение описанных дайковых пород плутона с отдельными дайковыми породами, развитыми за его пределами на Украинском щите, позволяет сделать вывод об определенной комагматичности последних с горными породами плутона.

* * *

Коростенский плутон давно известен месторождениями заорышевых пегматитов, залегающих в мелкоовоидных гранитах рапакиви; с его основными породами связаны остаточные и рос-

Таблица 86

Химический состав кварцевых порфиров, %

Компонент	321	322	323	324	325	326	327
SiO_2	73,48	72,70	73,88	73,82	72,62	73,55	72,36
TiO_2	0,32	0,32	0,10	0,39	0,22	0,26	0,33
Al_2O_3	12,84	12,79	12,74	13,17	12,55	12,37	14,17
Fe_2O_3	1,02	1,05	1,08	0,63	1,17	1,75	1,55
FeO	1,93	2,17	1,61	1,88	2,01	1,14	1,01
MnO	0,05	0,04	0,05	0,02	—	0,05	0,09
MgO	0,62	0,66	0,57	0,55	0,42	0,76	0,52
CaO	1,05	1,12	0,86	0,82	0,95	0,96	1,38
BaO	0,06	0,08	—	—	—	—	—
Na_2O	2,90	2,68	3,02	2,53	3,26	2,96	2,85
K_2O	4,72	5,38	5,10	5,48	5,23	4,89	4,56
P_2O_5	0,08	0,09	0,06	0,07	—	0,08	0,09
S	0,02	0,05	0,13	0,05	—	—	—
CO_2	0,16	0,12	0,09	0,09	—	—	—
F	0,15	0,13	0,23	0,08	—	—	—
H_2O^-	0,19	0,07	0,09	0,05	0,31	0,26	1,09
H_2O^+	0,52	0,40	0,48	0,58	1,08	0,55	
$O_2 - F + S$	—0,06	—0,07	—0,16	—0,05	—	—	—
Сумма	100,05	99,78	99,93	100,16	99,82	99,58	100,0
$F_{общ}$	71,7	72,4	70,8	71,7	80,7	67,8	73,3
ρ, г/см³	2,665	2,657	2,632	2,691	—	—	—

Примечание. *Кварцевый порфир:* 321 — с. Колцкие (аналитик Б. Мирская); 322 — урочище Залозье (аналитик А. Стеценко); 323 — с. Зубковичи (аналитик А. Стеценко); 324 — в 1 км юго-восточнее с. Рудня-Переброда, скв. 1118, гл. 56 м (аналитик А. Стеценко). 325 — Западное Приазовье, УССР (анализ А. А. Макухиной); 326 — Суоярвский район, Карелия [227]; 327 — средний тип, по Дэли.

сыпные месторождения титана; кроме того, на территории плутона ведутся разработки первосортного декоративно-облицовочного строительного камня.

Интерес исследователей к Коростенскому плутону связан и с общими петрологическими проблемами. Подводя итоги нашим ис-

Таблица 87

Числовые характеристики кварцевых порфиров, по А. Н. Заварицкому

Номер анализа*	s	*a*	*c*	*в*	*c'*	*a'*	*f'*	*m'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
321	81,3	12,8	1,3	4,6	—	23,2	55,1	21,7	48,5	0,3	17,3	35,7	9,8
322	80,8	13,2	1,3	4,7	—	17,1	60,0	22,9	43,4	0,3	17,1	33,9	10,1
323	81,3	13,5	1,0	4,2	—	25,0	53,1	21,9	47,1	0,1	18,7	34,6	13,5
324	81,0	12,9	0,9	5,2	—	42,5	41,2	16,3	40,8	0,4	10,0	35,3	14,3
325	81,1	14,3	1,1	3,5	1,9	—	79,2	18,9	48,6	0,2	26,4	32,5	13,0
326	81,4	13,0	1,1	4,5	—	17,6	55,9	26,5	47,9	0,2	32,3	35,7	11,8
327	80,3	12,5	1,6	5,6	—	47,1	38,8	14,1	48,9	0,3	21,2	34,0	7,8

* См. примечание к табл. 86.

следованиям, остановимся кратко на следующих выводах:

— формирование сложного Коростенского плутона происходило в платформенный этап развития Украинского щита и связано с разломной тектоникой; механизм образования объясняется опусканием и поднятием блоков щита;

— Коростенский плутон сложен породами основного, кислого и щелочного состава. Основные породы являются производными основных расплавов, связанных с различными стадиями кристаллизации;

— граниты группы рапакиви являются неперемещенными гранитами, образовавшимися в гипабиссальных условиях в процессе дебазификации габбро-норито-монцонитовых пород, а пегматиты представляют собой продукты преобразования вмещающих гранитов под воздействием глубинных эманаций. Камерные пегматиты — породы завершающего этапа формирования Коростенского плутона;

— дайковые породы — габбро-диабазы и диабазы генетически связаны с породами габбро-анортозитовых массивов плутона; ортофиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры являются комагматичными с породами плутона;

— щелочные породы приурочены к определенным тектоническим кольцевым структурам в гранитах, образуя зоны вокруг габбро-анортозитовых массивов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович Ю. М.* Про корисні копалини Коростенщини.— В кн.: Краєзнавство на Коростенщині. Коростень, 1930.
2. *Аврашов А. С., Цыганов Н. Н.* Петрохимия коростенских рапакиви в связи с особенностями размещения хрусталеносных пегматитов.— Тр. ВНИИСИМС, 1969, **11**.
3. *Агафонова Т. Н.* Об иризации лабрадоритов Волыни.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 4.
4. *Агафонова Т. Н.* О совпадении узоров иризации и погасания лабрадоров некоторых месторождений Украины.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1952, № 6.
5. *Агафонова Т. Н., Гаврусевич Б. А., Жовинский Э. Я., Овчарова З. К.* К морфологии ильменитов габбро и первичных каолинов Волыни.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1957, № 11.
6. *Агафонова Т. Н.* Акцессорные минералы в гранитах и пегматитах Коростенского плутона.— В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогения минералов). М.: Наука, 1966.
7. *Агафонова Т. Н., Гринченко В. Ф.* Особенности морфологии, состава и строения овоидов коростенских гранитов.— В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии и геохимии Украины, РСФСР и Молдавии, № 12, Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1976.
8. *Амбургер В. П.* До петрографії кристалічних порід району топазових родовищ Волині.— Геол. журн., 1934, **1**, вип. 2.
9. *Амбургер В. П.* Молібденіт у Житомирській області.— Геол. журн., 1939, **6**, вип. 3.
10. *Амбургер В. В.* Про сульфіди в габро-лабрадоритових породах Волині.— Геол. журн., 1940, **7**, вип. 3.
11. *Андреев Б. А.* К вопросу о южной границе и размерах Выборгского массива рапакиви.— Докл. АН СССР, 1958, **118**, вып. 4.
12. *Армашевский П. Я.* О некоторых кристаллических породах Овручского уезда Волынской губернии.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1887, **8**, вып. 2. Протокол.
13. *Ауэрбах А. А.* Об исследованиях лабрадора Киевской губернии Радомысльского уезда, произведенных г. Шраухом в Вене.— Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей, 1871, 2, вып. 1, Протокол.
14. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
15. *Бантова М. А., Левковский Р. З., Шарков Е. В.* Геология, вещественный состав и возраст пород салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов.— Сов. геология, 1975, № 7.
16. *Барбот де Марни Н.* Геологические исследования, произведенные в 1868 г. в губерниях Киевской, Подольской и Волынской.— Зап. Спб. о-ва, 1872, 2 сер., ч. 7.
17. *Барбот де Марни Н. П.* О лабрадоритовой породе Каменного Брода.— Зап. Спб. минерал. о-ва, 1869, 2 сер., ч. 4. Протокол.

18. *Барбот де Марни Н., Карпинский А.* Геологические исследования в Волынской губернии.— В кн.: Науч.-ист. сб. Горн. ин-та ко дню 100-летнего юбилея. Спб., 1873.
19. *Бартошевский В. И.* Щелочные породы Волыни и их связь с рапакиви: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Киев, 1949.
20. *Бартошевский В. И.* Щелочные породы Волыни и их связь с рапакиви.— Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1955.
21. *Безбородько Н. И.* Главные типы месторождений полевых шпатов на Волыни.— В кн.: Материалы совещания по полевому шпату. Киев, 1928.
22. *Безбородько Н. И.* Отчет по исследованию кристаллических пород близ линии железной дороги Бобринская — Голта летом 1919 г.— Вісн. Укр. від-ня Геол. ком., 1928, вип. 11.
23. *Безбородько Н. И.* Граниты Волыни и их пегматиты.— Вісн. Укр. від-ня Геол. ком., 1929, вип. 13.
24. *Безбородько Н. И.* К вопросу о батолитовой проблеме на Украине— Пробл. сов. геологии, 1933, № 9.
25. *Безбородько М. І.* Монцоніти України.— Тр. Укр. геол. ін-ту АН УРСР, 1934, 5, вип. 2. Петрографія.
26. *Безбородько Н. И.* Монцонитовый ряд и монцониты Украины.— Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1935, вып. 5.
27. *Безбородько Н. И.* Этапы вулканизма и эпохи докембрия УССР.— Пробл. сов. геологии, 1935, № 11.
28. *Безбородько М. І.* Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України.— Тр. Ін-ту геології АН УРСР, 1935, вип. 2.
29. *Беланов В. М.* Строение Кривотинского массива основных пород и прилегающей территории по геолого-геофизическим данным.— Геофиз. сб. АН УССР, 1966, № 16.
30. *Бельский С. В.* К геологии Житомирского уезда Волынской губернии.— Тр. о-ва исследователей Волыни, 1910, 2.
31. *Бельский С. В.* Темные порфиритовые породы Волыни.— Тр. о-ва исследователей Волыни, 1913, 7.
32. *Бельский С. В.* Зависимость магнитной аномалии Волыни от минералогического состава горных пород.— Тр. об-ва исследователей Волыни, 1914, 11.
33. *Бельский С. В.* К геологии Волыни.— В кн.: Тр. Волын. геол. партии (исследования 1923 г.). Житомир, 1925.
34. *Більський С. В.* Корисні копалини.— В кн.: Геологічні досліди на Волині 1928—1929 рр.: Зб. Волин. наук.-досл. музею. Житомир, 1930.
35. *Биркис А. П., Богатиков О. А., Личак И. Л. и др.* Анортозиты докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристал. образований Восточн.-Европ. платформы. М.: Недра, 1976, 2.
36. *Блюмель Вл.* Пеликанитовый гранит.— Горн. журн., 1871, ч. 3, № 8.
37. *Богатиков О. А., Биркис А. П.* Магматизм докембрия Западной Латвии.— М.: Наука, 1973.
38. *Богатиков О. А.* Анортозиты СССР (ассоциации и типы петрографии минералогии): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— М., 1974.
39. *Болдырев А. Н.* Редкоземельные апатиты Лебяжинского рудника и г. Высокой на Урале.— Л., 1930.
40. *Болюбах К. А.* Глибинна будова центральних районів Українського щита за геофізичними даними.— К.: Наук. думка, 1973.
41. *Бородаевская М. Б., Шмидт А. И.* Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья.— Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 3.
42. *Булавко Н. В.* О некоторых сиенитах Волыни метасоматического генезиса.— Учен. зап. Кишинев. ун-та, 1957, № 25.
43. *Бурьянова Е. З.* Минералогия гранитных пегматитов Коростенского плутона на Волыни и исследование железистых биотитов.— Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1940, ч. 69, № 4.
44. *Бухарев В. П., Завистовский Р. И.* Объяснительная записка к геологической карте листа М—35—Х.— М.: Госгеолиздат, 1963.

45. *Бухарев В. П.* Ультрабазиты Коростенского плутона.— Геол. журн., 1969, **29**, вып. 6.
46. *Бухарев В. П.* Структурно-петрологические особенности и некоторые вопросы металлогении юго-западной части Коростенского плутона : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Киев, 1969.
47. *Бухарев В. П.* О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой.— Геол. журн., 1970, **30**, вып. 5.
48. *Бухарев В. П., Колосовська В. А.* Про будову гранітних інтрузій Коростенського плутону.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1970, № 12.
49. *Бухарев В. П.* К вопросу о положении островских гранитов в стратиграфической схеме Украинского щита.— Геол. журн., 1972, **32**, вып. 2.
50. *Бухарев В. П.* Эффузивные породы Коростенского плутона.— Докл. АН УССР. Сер. Б., 1973, № 9.
51. *Бухарев В. П., Колосовская В. А.* О строении анортозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1973, **33**, вып. 2.
52. *Бухарев В. П., Колосовская В. А., Хворов М. И.* Особенности становления анортозитовых массивов северо-запада Украинского щита.— Сов. геология, 1973, № 6.
53. *Бухарев В. П., Стекольникова В. А., Полянский В. Д.* Тектоника и глубинное строение анортозитовых массивов северо-запада Украинского щита.— Геотектоника, 1973, № 4.
54. *Великославинский Д. А.* Петрология Выборгского массива рапакиви.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1953, М.; Л., вып. 3.
55. *Великославинский Д. А.* К вопросу о формациях собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на Балтийском щите.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8.
56. *Виноградов А. П., Комлев Л. В., Данилевич С. И. и др.* Абсолютная геохронология Украинского докембрия.— В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций: Междунар. геол. конгр. (Копенгаген, 1960) : Докл. сов. геологов, Проблема 3. М. : Изд-во АН СССР, 1960.
57. *Волобуева Г. П.* Геологическое строение, минералогия и генетические особенности гранитных пегматитов Волыни : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1967.
58. *Гаврусевич Б. А.* К минералогии и геохимии пегматитов Волыни.— Тр. Минерал. музея АН СССР, 1930, **4**.
59. *Гаврусевич Б. А.* Проблема генезиса пеликанитов Украины.— Тр. Минерал. ин-та АН СССР, 1931, **1**.
60. *Гаврусевич Б. А.* К минералогии топазовых пегматитов Волыни.— Докл. АН СССР, 1932, № 7.
61. *Гаврусевич Б. А.* О химико-генетических типах пегматитов правобережной Украины.— Тр. Ломонос. ин-та АН СССР, 1933, вып. 2.
62. *Гаврусевич Б. А., Комоцкая Л. С.* Петрохимическая и геологическая характеристика гранитоидов Волыни в районе развития пегматитов.— Сб. н.-и. сектора Киев. гос. ун-та, 1964, № 2.
63. *Гаврусевич Б. О., Зінченко О. В., Комоцька Л. С.* Особливості розподілу рідкісних лужних елементів у гранітах Коростенського плутону.— Вісн. Київ. держ. ун-ту. Сер. геол. та геогр., 1967, № 8.
64. *Герасимов Ю. Г.* Блоковое строение западной части Украинского щита по геофизическим данным.— Геофизика и астрономия, 1967, № 11.
65. *Гинзбург И. В.* Обзор систематики пироксенов.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М. : Наука, 1970.
66. *Гинтов О. Б., Патрикян Р. П., Тимошенко А. П.* Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 3.
67. *Горохов И. М.* Определение возраста коростенских гранитов и днепровских мигматитов и метабазитов Украины Rb — Sr-методом на породах в целом.— Геохимия, 1964, № 8.
68. *Гуров Е. П., Марченко Е. А.* К изучению палеотемператур образования гранитоидов Коростенского плутона.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1.
69. *Денисевич А. А.* Про брекчію в пегматитах Волині та мозаїку граней кристалів моріону.— Геол. журн., 1960, **20**, вип. 5.

70. *Дир. У. А., Хауи Р. А., Зусман Д.* Породообразующие минералы: В 5-ти т. М. : Мир, 1965.— Т. 1, 2.
71. *Добрянський Ю. Е.* Геологічна будова та кристалічні породи району верхньої течії р. Уборті.— Наук. зап. Київ. держ. ун-ту, 1957, **16**, вип. 14. Геол. зб., № 7.
72. *Добрянський Ю. Е.* Граносієніти південно-західної частини Коростенського плутону.— Вісн. Київ. держ. ун-ту, 1958. Сер. геол., № 1, вип. 1.
73. *Докусова Н. Г.* О метасоматическом происхождении гранофировых и петерлитовых гранитов и генетической связи с ними мориононосных пегматитов.— Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 3.
74. *Дэли Р. О.* Извержение породы и глубины земли.— М. : ОНТИ, 1936.
75. *Егоров В. М.* Об интрузиях габбро в разломах Волыни (по геофизическим данным).— Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 1964, вып. 8.
76. *Егоров В. М.* Геологическая структура пегматитового поля Волыни УССР (по материалам комплексных геофизических исследований и бурения) : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1970.
77. *Егоров В. М., Приказчиков Л. А., Скворцов В. В.* Связь пегматитов Волыни с телами гибридных пород и ее поисковое значение.— Сб. науч.-исслед. сектора Киев. гос. ун-та, 1970, № 5.
78. *Ермаков Н. П.* Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни.— Тр. ВНИИМ, 1957, **1**, вып. 1.
79. *Заварицкий А. Н.* Петрография Бердяушского плутона.— Тр. ЦНИГРИ, 1937, **96**.
80. *Заварицкий В. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород.— М. : Изд-во АН СССР, 1950.
81. *Зинченко О. В., Латыш В. Т., Лунько В. Ф.* Некоторые вопросы металлогении формации рапакиви.— Сб. н.-и. сектора Киев. гос. ун-та, 1976, № 12.
82. *Иванов Л. Л.* К минералогии Волыни I.— Тр. Об-ва исследователей Волыни, 1911, **6**.
83. *Иванов Л. Л.* К минералогии Волыни IV.— В кн.: Тр. Волын. геол. партии (исследования 1923 г.), Житомир, 1925.
84. *Иванов Л. Л.* К минералогии топазовых месторождений Волыни.— Изв. АН СССР, 1933, сер. VII, № 3.
85. *Иванов Л. Л.* К минералогии топазовых месторождений Волыни (статья вторая).— Тр. Ломонос. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7.
86. *Івантишин М. М.* Зміни в складі акцесорного ільменіту та титаномагнетиту в породах коростенського комплексу.— Геол. журн., 1955, **15**, вип. 3.
87. *Ивантишин М. Н.* Минералогия пегматитов и вмещающих пород.— В кн.: Пегматиты Волыни. Киев : Изд-во АН УССР, 1957.
88. *Івантишин М. М.* Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита.— Тр. ІГН АН УРСР. Сер. петрогр., мінерал. та геохім., 1960, вип. 8.
89. *Ивантишин М. Н., Алексеева К. Н., Демиденко С. Г. и др.* Новые данные о возрасте Коростенского плутона по свинцовому и рубидиевому методам.— В кн.: Тр. 10-й сессии Комис. определения абсолют. возраста геол. формаций (Киев, 1961). М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1962.
90. *Ивантишин М. Н.* Коростенский плутон.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965.
91. *Иванченко Г. А.* О послемагматических образованиях в гранитах рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона.— В кн.: Тр. 1-го Регион. петрог. совещ. по Европ. части СССР (Киев, сент. 1966 г.). К. : Наук. думка, 1970.
92. *Иванченко Г. А.* Геология поля хрусталеносных пегматитов в юго-западной части Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинская ССР).— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1973, № 4.
93. *Йодер Г. С., Тилли К. Е., Шерер Ж. Ф.* Изотермические сечения пироксенового четырехугольника.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М. : Недра, 1971.— (Тр. геофиз. лаб. Ин-та Карнеги. Вып. 63—65).
94. *Калюжный В. П., Притула З. С.* К выяснению структурных, термодинамических и геохимических условий деятельности глубинных растворов пегматитов занорышевого типа (по реликтам минералообразующих сред).— В кн.:

Изучение геохимии глубинных растворов по углеродсодержащими реликтам и парагенезисам минералов. К. : Наук. думка, 1967.
95. *Калюжний В. А., Сорокін Ю. Г., Возняк Д. К.* та ін. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України.— К. : Наук. думка, 1971.
96. *Калюжный В. А., Гигашвили Г. М.* Физико-химические особенности формирования пегматитов занорышевого типа Украины.— Минерал. сб. Льв. геол. о-ва, 1972, № 26, вып. 3.
97. *Калюжная К. М., Сорокин Ю. Г.* Особенности околопегматитовых изменений гранитов УКЩ под действием постмагматических растворов.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1967, вып. 9.
98. *Карякин Л. И.* Новый выход норита в северной части Украинской кристаллической полосы.— Вісн. УРГРУ, 1931, вип. 16.
99. *Карякін Л. І.* До петрографії вибухових порід Малинського масиву.— Наук. зап. наук.-дослід. ін-ту геологів Харків. держ. ун-ту, 1935, 5, вип. 1.
100. *Кеннеди Дж.* Равновесие между летучими окислами Fe в изверженных породах.— В кн.: Вопросы физики, химии, минералогии и петрографии. М. : Изд-во иностр. лит., 1950, с. 79—87.
101. *Клочков В. Т.* Пегматиты Волыни как источник формирования вторичных (россыпных) месторождений: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук.— Киев, 1956.
102. *Клочков В. Т., Приказчиков Л. А.* Новые данные о геологическом строении юго-западной части Коростенского плутона.— Тр. ВНИИП, 1962, 7.
103. *Клочков В. Т., Булгаков В. С., Весельев А. С.* О роли геолого-структурных факторов в размещении и формировании гранитных пегматитов Коростенского плутона.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 1.
104. *Козловская А. Н., Ожегова М. И.* Объяснительная записка к геолого-петрографической карте Украинского кристаллического массива.— Киев : Изд. ГУ ГОН УССР, 1959.
105. *Колгіна А. Н.* Спроби застосування високочастотної сейсморозвідки з метою вивчення вертикальних контактів між пегматитами і гранітами.— Доп. АН УРСР, 1958, № 4.
106. *Комлев Л. В., Данилович С. И., Кучина Г. Н.* Возраст днестровско-токовских, коростенских и уманских гранитов Украины.— В кн.: Тр. 5-й сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций (Тбилиси, 1956 г. М. : Изд-во АН СССР, 1958.
107. *Комоцкая Л. С.* Петрогенетические особенности рапакивиподобных гранитов западного контакта месторождений камерных пегматитов Волыни.— Сб. н.-и. сектора Киев. ун-та, 1964, № 2.
108. *Комоцька Л. С., Приказчиков Л. А.* Колопегматитові змінення гранітів на Волині.— Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол. та геогр., 1966, № 7.
109. *Кононов Ю. В.* Олівінове габро Новомиргородського масиву.— Доп. АН УРСР, 1956, № 6.
110. *Кононов Ю. В.* Мінерало-петрографічна характеристика порід Новомиргородського габро-лабрадоритового масиву.— В кн.: Питання геології і петрогенезису Українського кристалічного масиву і суміжних територій. К. : Вид-во АН УРСР, 1958.
111. *Кононов Ю. В.* Прояви тектонічних рухів в основних породах Новомиргородського масиву.— Геол. журн., 1960, 20, вип. 3.
112. *Кононов Ю. В.* Акцесорний ільменіт з габро-лабрадоритових порід Новомиргородського масиву.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. К. : Вид-во АН УРСР, 1960.
113. *Кононов Ю. В.* Апатит з лабрадоритів Новомиргородського масиву.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. К. : Вид-во АН УРСР, 1960.
114. *Кононов Ю. В.* Габрові масиви Українського щита (центральна частина).— К. : Наук. думка, 1966.
115. *Крамаренко Н. К.* О генезисе иризирующих двухфазных фенокристаллов лабрадора в габброидах Волыни.— В кн.: Вопросы геохимии минералогии, петрологии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1974.
116. *Крамаренко Н. К.* Фазовый состав, пластинчатое строение и иризация плагиоклазов.— Киев : Наук. думка, 1975.

117. *Криволап Л. С., Латыш В. Т., Бернасовская О. Ф.* К вопросу о связи камерных пегматитов Волыни с определенными структурными разновидностями гранитов.— Сб. науч.-исслед. сектора Киев. гос. ун-та, 1970, № 5.
118. *Криволап Л. С., Гинсарь Р. Н., Зинченко О. В. и др.* К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов Волынского месторождения.— Сб. н.-и. сектора Киев. ун-та, 1970, № 6.
119. *Крушельницкая С. В.* Плагиоклазы из лабрадорита сложного Коростенского плутона.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 4.
120. *Кудинова Л. А.* Особенности распределения окисных Fe — Ti-минералов в основных породах.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 5.
121. *Кудинова Л. А.* Окисные железо-титановые минералы габбро-анортозитовой формации Коростенского плутона : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1976.
122. *Кужелов Г. К.* Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным.— Сов. геология, 1957, № 59.
123. *Кужелов Г. К.* Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях.— Сов. геология, 1964, № 4.
124. *Курепин В. А.* Сосуществующие минералы габброидов коростенского интрузивного комплекса.— Минерал. сб. Львов. гос. ун-та, 1971, № 25, вып. 4.
125. *Кууспалу Т.* Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии.— Учен. зап. Тарт. ун-та, 1975.— (Тр. по геологии. Вып. 359).
126. *Лазаренко Е. К., Матковский О. И., Павлишин В. И., Сорокин Ю. Г.* Новое в строении и минералогии пегматитов Волыни.— Докл. АН СССР, 1967, **176**, № 1.
127. *Лазаренко Е. К., Павлишин В. К., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г.* Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни.— Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1973.
128. *Лапчик Т. Ю.* До характеристики пегматитів Волині.— Геол. журн., 1948, **9**, вип. 1—2.
129. *Лапчик Т. Ю.* Про ксеноліти пісковиків серед гранітів коростенського типу.— Геол. журн., 1950, **10**, вип. 3.
130. *Лапчик Ф. Е.* О роли некоторых минералов в корреляции магматических пород.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1951, № 5.
131. *Ласкарев В. Д.* Геологические исследования в юго-западной России (17 лист Общей геологической карты).— Тр. Геол. ком. Новая сер., 1914, вып. 77.
132. *Латиш В. Т., Криволап Л. С., Шептура В. І. та ін.* Про деякі петрографічні та геохемічні риси гранітів, які вміщують камерні пегматити (Волинь).— Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол., 1969, № 11.
133. *Лебедев А. П.* О кварцево-кальцитовых включениях в лабрадоритах из Головина.— В кн.: Юбилейный сб., посвященный Д. С. Белянкину. М.: Изд-во АН СССР.
134. *Лебедев А. П.* Чикейский габбро-анортозитовый плутон.— Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 80.
135. *Лебедев А. П.* К генезису норито-лабрадоритов Волынского и Корсунь-Новомиргородского плутонов.— В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы : Тез. докл. 1-го Регион. совещ. по Европ. части СССР. (Киев, 1966). Киев : Наук. думка, 1966.
136. *Лебедев В. И.* О генезисе письменных структур в пегматитах.— Учен. зап. Ленингр. ун-та. Геохимия, 1957, вып. 2, № 215.
137. *Лебедев П. П.* К петрографии и минералогии основных пегматитов Волыни.— В кн.: Сб. в честь академика В. И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1936, т. 2.
138. *Лебединский В. И.* Исследование причин рассеяния координат двойниковых осей плагиоклазов на примере Коростенского плутона.— Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1951, ч. 80, № 4.
139. *Лебединский В. И.* Дайковые породы Житомирской области Украины как составная часть Коростенского плутона.— Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1952, ч. 81, вып. 4.
140. *Лебединский В. И.* О реакционных явлениях в оливиновом габбро Коростенского плутона.— Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1954, ч. 83, № 1.

141. *Левковская Н. Ю., Царовский И. Д.* Циркон.— В кн.: Акцессорные минералы Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1976.
142. *Левковский Р. З.* Комплексы гранитов рапакиви Русской платформы — древнейшие вулканические аппараты центрального типа, их структурная приуроченность и возрастное положение.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток, 1973.
143. *Левковский Р. З.* Рапакиви.— Л. : Недра, 1975.
144. *Левковский Р. З., Личак И. Л.* Граниты рапакиви Европейской части СССР, их минерагения и генезис.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Вост.-Европ. платформы. М. : Недра, 1976, т. 2.
145. *Ленников А. Н.* Петрология Джугджурского анортозитового массива.— М. : Наука, 1967.
146. *Летников Ф. А.* Особенности магмообразования на различных термодинамических уровнях земной коры.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М. : Наука, 1968.
147. *Литвинов О. О., Солонинко И. С.* Граниты, лабрадориты и мраморы.— В кн.: Архитектурно-декоративные камни УССР. Киев, 1950.
148. *Личак И. Л.* Геолого-петрографический очерк района пегматитовых месторождений Волыни.— В кн.: Пегматиты Волыни. Киев : Изд-во АН УССР, 1957.
149. *Личак И. Л., Царовский И. Д.* Строение пегматитового поля (локализация пегматитов и строение пегматитовых зон).— В кн.: Пегматиты Волыни. Киев : Изд-во АН УССР, 1957.
150. *Личак И. Л., Усенко И. С., Царовский И. Д.* Основные черты металлогении архейских и протерозойских комплексов Украинского кристаллического щита.— В кн.: Тр. Респ. совещ. по легирующим цв. редким металлам и титану. Киев, 1957 г. Киев : Изд-во АН УССР, 1958.
151. *Личак И. Л.* Коростенский магматический комплекс (средний протерозой?). В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолиздат, 1958, т. 5, ч. 1.
152. *Личак И. Л.* Коростенский магматический комплекс Волыни.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолиздат, 1958, т. 5, ч. 1.
153. *Личак И. Л.* Коростенский магматический комплекс Приднепровья.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолиздат, 1958, т. 5, ч. 1.
154. *Личак І. Л.* Тектоніка областей протерозойської складчатості (інтрузії коростенського комплексу).— В кн.: Пояснювальна зап. до тектонічної карти УРСР. К. : Вид-во АН УРСР, 1959.
155. *Личак И. Л.* Коренные источники питания россыпей северо-западной части Украинского щита.— В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР. Киев : Наук. думка, 1977, ч. 1.
156. *Личак И. Л.* Кристаллические породы габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона (как главные источники питания титановых россыпей Волыни).— В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР. Киев : Наук. думка, 1977, ч. 1.
157. *Личак И. Л., Усенко И. С., Царовский И. Д. и др.* Гранитоидные формации Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970.
158. *Личак І. Л.* Коростенський інтрузивно-метасоматичний комплекс.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Т. I, Докембрій. К. : Наук. думка, 1972.
159. *Личак И. Л.* О номенклатуре главнейших горных пород Коростенского плутона.— Геол. журн., 1975, 35, вып. 3.
160. *Лодочников В. Н.* К статье Н. А. Боуэна о проблеме анортозита.— Геол. вестн., 1921, 4.
161. *Лучицкий В. И.* Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие.— Изв. Варш. политехн. ин-та, 1912, вып. 1.
162. *Лучицкий В. И.* Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1930, вып. 3/4.
163. *Лучицкий В. И., Лебедев П. И.* Петрография Украины.— М. : Изд-во АН СССР, 1934.
164. *Лучицкий В. И., Кузнецов Е. А.* Петрографические провинции СССР.— Л. : ОНТИ, 1936.

165. *Лучицкий В. И.* Габбро-норитовые магмы УССР.— Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1938, вып. 12.
166. *Лучицкий В. И.* Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива.— В кн.: Стратиграфия СССР. М.: 1939, т. 1.
167. *Лучицкий В. И., Минаков М. А.* Оловоносность северо-западной части Украинской кристаллической гряды.— Сов. геология, 1939, **9**, № 4/5.
168. *Лучицкий В. И.* Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения.— Тр. МГРИ, 1940, **20**.
169. *Лучицкий В. И., Ожегова М. И.* Генетические взаимоотношения глубинных и интрузивно-эффузивных пород северо-запада Украинского кристаллического массива.— Тр. ИГН АН СССР, Сер. петрогр., 1941, вып. 57, № 18.
170. *Лучицкий В. И.* Щелочной метасоматоз на территории Украинского массива.— Докл. АН СССР, 1947, **55**, № 1.
171. *Лучицький В. І.* Магматичний габбро-гранітний комплекс північної та середньої частини Українського кристалічного масиву.— В кн.: Український кристалічний масив. К.: Вид-во АН УРСР, 1947.
172. *Лучицкий В. И.* Рапакиви и щелочные породы Украины.— Докл. АН СССР, 1948, **60**, вып. 2.
173. *Мальков Б. А.* К проблеме кварца в рапакивиобразных гранитах и гранитах рапакиви.— В кн.: Тез. докл. 2-го Урал. петрогр. совещ. (Свердловск, 1966). Свердловск, 1966. Т. 4.
174. *Маринич О. М.* Про деякі геоморфологічні прояви структурно-геологічних особливостей масиву габро-лабрадоритів Коростенського плутону.— Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол. та геогр., 1958, № 1, вип. 1.
175. *Марченко Е. М., Гуров Е. П.* О генерациях акцессорного циркона в гранитах.— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1966, № 20, вып. 4.
176. *Матківський Й.* Геологічне дослідження басейнів середньої течії р. Тростяниці та Ірші на Волині.— В кн.: Геологічні досліди на Волині 1928—1929 рр. Житомир: Волин. н.-д. музей, 1930.
177. *Матківський Й.* Вибухові породи околиць м. Коростеня.— В кн.: Геологічні досліди Коростенщини 1926 р. Житомир: Волин. н.-д. музей, 1931.
178. *Матковский О. И., Павлишин В. И., Приказчиков Л. А.* О биотитах из пород, обогащенных темноцветными минералами (Волынь).— Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1963, № 17.
179. *Матковский О. И.* Минералогия гранитоидов осницкого комплекса на Волыни: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Львов, 1969.
180. *Менерт К.* Новое о проблеме гранитов.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
181. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов.— М.: Мир, 1971.
182. *Миклухо-Маклай М. Н.* О плагиоклазах габбро (лабрадоритовой породы) Киевской и Волынской губерний.— Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей, 1889, **19**. Протокол.
183. *Миклухо-Маклай М. Н.* Геологические исследования Новоград-Волынского и Житомирского уездов Волынской губернии.— Материалы для геологии России, 1890, **14**.
184. *Миклухо-Маклай М. Н.* О роговообманковом граните из местечка Малин Киевской губернии.— Зап. Спб. Минер. о-ва, 1897, 2 сер., ч. 35. Протокол.
185. *Мицкевич Б. Ф.* Распределение акцессорных циркона, флюорита и апатита в гранитах Коростенского плутона.— В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев: Изд-во АН УССР, 1963.
186. *Мицкевич Б. Ф.* К вопросу оловоносности Коростенского плутона.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М.: Госгеолиздат, 1963.
187. *Морозевич И. А.* К петрографии Волыни.— Изв. Варш. ун-та, 1893, № 4/8.
188. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н.* Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
189. *Мушкетов И.* Волынит.— Зап. Спб. минерал. об-ва, 1872, 2 сер., ч. 7.
190. *Мушкетов И.* Сообщение о горной породе, наблюдаемой г. Оссовским в Волынской губернии Овручского уезда.— Зап. Спб. минерал. о-ва, 1873, 2 сер. ч. 8, Протокол.

191. *Ненадкевич Н.* До петрографії Волині.— Зап. Волин. ін-ту народ. освіти, 1926, кн. 1.
192. *Ожегова М. И.* Несколько слов о рапакиви из окрестностей г. Малина.— Вісн. Укр. від-ня Геол. ком., 1928, вип. 11.
193. *Ожегова М. І.* Звіт за геологічні досліди влітку 1928 р. на Коростенщині та в районі Побужжя.— Бюл. Укр. від-ня Геол. ком., 1929, № 1—2.
194. *Ожегова М. І.* Моріон з пегматитової жили з околиць м. Малина.— Вісн. УРГРУ, 1931, вип. 16.
195. *Оссовский Г.* О гиперитах на Волыни и в особенности о гиперите (лабрадорите) горошковском.— Волын. губерн. ведомости, 1865, № 39 и 40.
196. *Оссовский Г.* Геологическо-геогностический очерк Волынской губернии.— Тр. Волын. стат. ком., 1867, вып. 1.
197. *Оссовский Г.* Волынит — каменная порода Волынской губернии.— Житомир : Будкевич, 1869.
198. *Оссовский Г.* О волыните.— В кн.: 3-го съезда рус. естествоиспытателей в Киеве в 1871 г.; Протокол, 1873.
199. *Павлишин В. И., Вовк П. К.* Рентгеновская триклинность калиевых полевых шпатов занорышевых (камерных) пегматитов, вмещающих гранитов и ее поисково-оценочное значение.— Докл. АН СССР, 1970, **190**, № 6.
200. *Петров В. П.* Волынские габбро-лабрадориты и проблема каолинизации плагиоклазов.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрогр., 1949, вып. 106, № 30.
201. *Піскорська О. К., Болтасова, Г. О.* Діабаз з околиць с. Ганополя на Волині.— Геол. журн. 1959, **19**, вип. 2.
202. *Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцсон В. Д.* Возраст пород Украинского кристаллического массива по данным аргонового метода.— В кн.: Тр. 5-й сессии Комис. по определению абсолютн. возраста геол. формаций. Тбилиси, 1956 г. М. : Изд-во АН СССР, 1958.
203. *Полканов О. О.* Короткі дані про дослідження лабрадоритових масивів Волині в 1936 г.— Геол. журн., 1937, 3, вип. 3—4.
204. *Полканов А. А.* К вопросу о генезисе лабрадоритов Волыни.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1937, **66**, вып. 1.
205. *Полканов А. А.* Геологический очерк северной части плутона габбро-лабрадоритов Волыни.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1938, **17**, вып. 2.
206. *Полканов А. А.* Плутон габбро-лабрадоритов Волыни (южная часть).— В кн.: Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгр.; М.; Л. : Госгеолиздат, 1939.
207. *Полканов А. А.* О гигантских кристаллах лабрадора из плутона габбро-лабрадоритов Волыни.— Докл. АН СССР, 1940, **26**, № 5.
208. *Полканов А. А.* Генетическая система типа интрузий платформы кратогена.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6.
209. *Полканов А. А.* Принцип геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
210. *Полканов А. А.* Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР.— Л. : Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1948.
211. *Половинкина Ю. И., Ковалев Г. А.* О природе пеликанита.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1949, № 3.
212. *Половинкина Ю. И.* Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 2.
213. *Половинкина Ю. И.* Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива.— Тр. ВСЕГЕИ, 1954, 1.
214. *Половинкина Ю. И., Шендерова А. Г.* О железистости биотитов в гранитах Украины.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1954, № 8.
215. *Половинкина Ю. И.* Проблема образования гранитов.— 1957, Петрогр. сб., № 2.
216. *Половинкина Ю. И.* История развития магматизма в Украинском кристаллическом массиве.— В кн.: Тр. 5-й сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. (Тбилиси, 1956 г.) М. : Изд-во АН УССР, 1958.
217. *Половинкина Ю. И.* О так называемом пержанском граните Украины.— Петрогр. сб., 1958, № 2.
218. *Половинкина Ю. И., Полевая Н. И., Мурина Г. А.* Абсолютный возраст гранитов Украины.— В кн.: Тр. 6-й сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций (Свердловск, 1957 г.) М. : Изд-во АН СССР, 1960.

219. *Половинкина Ю. И.* К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19.
220. *Попов Б. А.* О южно-русском рапакиви.— Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей, 1903, **31**.
221. *Приказчиков Л. А.* Процессы перекристаллизации и замещения в пегматитах Волыни : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Львов, 1963.
222. *Приказчиков Л. А.* О химизме кварцеобразующих растворов в пегматитах Волыни.— Тр. ВНИИСИМС, 1966, № 9.
223. *Ритман А.* Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород.— М.: Мир, 1975.
224. *Рябоконь С. М.* Дайкові породи Володарськ.-Волинського району.— Геол. журн., 1950, **10**, вип. 2.
225. *Савіних В. І.* До питання про геологічне взаємовідношення коростенських гранітів і габро-лабрадоритів Волині.— Геол. журн., 1937, вип. 1.
226. *Свириденко В. Т.* Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9.
227. *Свириденко Л. П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии).— Тр. Карел. фил. АН СССР, 1968, вып. 3.
228. *Седергольм Я. И.* Финляндские граниты, носящие название рапакиви.— Горн. журн., 1891, № 4.
229. *Семененко Н. П.* Докембрий Украинской СССР.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 2.
230. *Семененко Н. П., Бурксер Е. С., Ивантишин М. Н.* Сравнительная характеристика возраста горных пород Украинского кристаллического массива.— В кн.: Тр. 5-й сессии Комис. по определению возраста геол. формаций (Тбилиси, 1956 г.). М.: Изд-во АН СССР, 1958.
231. *Семененко Н. П., Бурксер Е. С., Ивантишин М. Н.* Возрастные группы минерализации пород Украины в абсолютном летоисчислении.— В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций : Международ. геол. конгр. (Копенгаген, 1960 г.) : Докл. сов. геологов на 21 сессии Международ. геол. конгр. : Проблема 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
232. *Сердюченко Д. П.* Ильменит и магнетит в габбро-норитах Украины.— Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 5.
233. *Соболев В. С., Салтыков Г. С.* Новое месторождение мориона на Волыни.— Разведка недр, 1936, № 20.
234. *Соболев В. С., Салтыков Г. С.* К находке щелочных сиенитов на Волыни.— Сов. геология, 1938, **8**, № 5.
235. *Соболев В. С.* Щелочные сиениты сложного Коростенского плутона (Житомирская обл. УССР).— Зап. Всерос. Минерал. о-ва, 1940, ч. 69, № 2/3.
236. *Соболев В. С.* Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.— Учен. зап. Львов. ун-та. Сер. геол., 1947, **4**, вып. 5.
237. *Соболев В. С.* Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1951, № 4.
238. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др.* О глубинном строении Коростенского плутона по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, 1963, **152**, № 5.
239. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др.* Внутреннее строение кристаллического фундамента в юго-западной части Коростенского плутона по сейсмическим данным.— Геофиз. сб., 1963, вып. 5.
240. *Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Чекунов А. В.* Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований.— Геофиз. сб., 1968, вып. 25.
241. *Солонінко І. С., Агафонова Т. М.* Про світлі лабрадорити Васьковичів і Межирічки на Волині.— Наук. зап. Київ. ун-ту, 1956, **15**, вип. 2.— (Геол. зб.; № 6).
242. *Судовиков Н. Г.* Метасоматические граниты.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1950, № 10.
243. *Судовиков Н. Г.* Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954.

244. *Судовиков Н. Г.* Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий.— М.: Наука, 1967.
245. *Тарасенко В. Е.* О лабрадоритовой породе Каменного Брода.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1886, 8, вып. 1.
246. *Тарасенко В. Е.* О некоторых кристаллических породах Житомирского уезда.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1890, 11, вып. 1. Протокол.
247. *Тарасенко В. Е.* О химическом составе лабрадорита из деревни Паромовки Житомирского уезда Волынской губернии.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1892, 12, вып. 2. Протокол.
248. *Тарасенко В. Е.* О химическом составе пород семейства габбро из Житомирского уезда Волынской губернии.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1895, 14, вып. 1.
249. *Тарасенко В. Е.* О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губернии.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1895, 15, вып. 1.
250. *Тарасенко В. Е.* К вопросу о химическом составе плагиоклазов.— В кн.: Дневник 10-го съезда рус. естествоиспытателей и врачей в Киеве. Киев. 1898.
251. *Тарасенко В. Е.* Материалы для суждения о химическом строении известково-натровых плагиоклазов.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1899, 16.
252. *Тарасенко В. Е.* Новая область вулканических горных пород в Волынской губернии.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1905, 19.
253. *Тарасенко В. Е.* Об изверженных горных породах юго-восточной части Киевской губернии.— Учен. зап. Юрьев. ун-та, 1916, № 10.
254. *Тейх Н.* О результатах исследования лабрадора из Каменного Брода.— Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей, 1870, 1, вып. 1. Протокол.
255. *Тепикин В. Е.* Минерало-кристаллические особенности слюд гранитов и пегматитов Коростенского плутона: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Киев, 1967.
256. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород.— М.: Изд-во иностр. лит., 1961.
257. *Ткачук Л. Г.* Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясьмину та Вільшанки.— Тр. УНДГІ ВУАН, 1934, 5, вип. 2.
258. *Ткачук Л. Г.* Лабрадорит м. Городище району ім. Петровського.— Матеріали до геології та корисні копалини України, 1935, вип. 14.
259. *Ткачук Л. Г.* Чарнокіти і супроводжуючі їх докембрійські породи південно-східної частини Київської та північної частини Кіровоградської областей.— Геол. журн., 1940, 7, вип. 3.
260. *Ткачук Л. Г.* Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область).— Львів: Льв. геол. т-ва, 1948.
261. *Тутковский П.* Отчет о геологических исследованиях летом 1886 года в Киевской губернии.— Зап. Киев. об-ва естествоиспытателей, 1888, 9. Протокол.
262. *Тутковский П.* Геологические исследования вдоль строящейся Киево-Ковельской железной дороги.— Изв. Геол. ком., 1902, 21, № 5—6.
263. *Тутковский П. А., Симінський К. К.* Кам'яні будівельні матеріали Київщини.— Тр. фіз.-мат. від. ВУАН, 1925, 1, вип. 6.
264. *Тутковський П. А.* Узбережжя ріки Жерева.— Тр. фіз.-мат. від. ВУАН, 1925, 1, вип. 6.
265. *Тутковський П. А.* Узбережжя ріки Вужа (у середній його течії).— Наук. зап. Київ. н.-д. катедри, 1926, 3, вип. 2.
266. *Тыкочинская А. И., Приказчиков Л. А.* Новые данные о дайковых породах Волыни.— Геохимия и рудообразование, 1974, вып. 4.
267. *Усенко І. С.* Про жильні породи Українського кристалічного масиву.— Геол. журн., 1952, 12, вип. 4.
268. *Усенко І. С.* Про стратиграфію Українського кристалічного щита.— Геол. журн., 1955, 15, вип. 4.
269. *Усенко І. С., Каляєв Г. І., Личак І. Л., Царовський І. Д.* Формації Українського щита.— Геол. журн., 1966, 23, вип. 1.

270. *Усенко И. С., Личак И. Л., Царовский И. Д., Бернадская Л. Г.* Магматические формации Украинского щита.— В кн.: Магматические формации: Тр. III Всесоюз. петрогр. совещ. (Иркутск, 1963). М. : Наука, 1964.
271. *Усенко И. С., Бернадская Л. Г., Личак И. Л., и др.* Магматизм Украинского щита и южной части Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли: Тр. IV Всесоюз петрогр. совещ. (Баку, 1969 г.). М. : Наука, 1972, ч. 2.
272. *Усенко И. С., Бернадская Л. Г., Личак И. Л. и др.* Особенности магматизма Украинского щита.— В кн.: Петрология: Междунар. геол. конгр. (Монреаль, 1972 г.). Докл. сов. геологов : 24 сессия. Проблема 2. М. : Наука, 1972.
273. *Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г. и др.* Классификация геологических формаций Украинского щита.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 1.
274. *Усенко И. С., Личак И. Л., Бернадская Л. Г. и др.* Геохимическая специализация магматических формаций Украинского щита.— В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975.
275. *Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г. и др.* Геологическое строение и формационный анализ метаморфических и магматических образований Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1976, т. 1.
276. *Феофилактов К. М.* О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской.— В кн.: Тр. Комис., учрежденной при Ун-те Св. Владимира для описания губерний Киев. Учеб. округа.— Киев, 1851.
277. *Феофилактов К. М.* О правильном срастании минералов группы полевых шпатов.— Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей, 1876, **7**. Протокол.
278. *Феофилактов К. М.* Об отношениях лабрадоритовой породы к ортоклазовым гранитам в Киевской губернии.— Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей, 1876, 7. Протокол.
279. *Феофилактов К. М.* Отчет о геологической экскурсии в уездах Радомысльском (Киевской губернии) и Житомирском (Волынской губернии) 1877.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1878, 5 (1), вып. 2.
280. *Феофилактов К. М.* Топаз в гранитах Киевской губернии.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1880, **6**, вып. 2. Протокол.
281. *Ферсман А. Е.* О новой закономерности состава гранитных пегматитов.— Докл. АН СССР. Сер. А, 1931.
282. *Хворов М. И.* К петрологии гранитов рапакиви Коростенского плутона.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1974.
283. *Царовский И. Д.* Типы геологических структур щелочных пород УССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
284. *Царовский И. Д.* Условия образования пегматитов занорышевого типа.— В кн.: Пегматиты Волыни. Киев : Изд-во АН УССР, 1957.
285. *Царовский И. Д., Чернышкова Л. П.* Морфология и внутреннее строение пегматитов.— В кн.: Пегматиты Волыни. Киев : Изд-во АН УССР, 1957.
286. *Цыганов Е. М.* О кварце из пегматитов Волыни.— Учен. зап. Львов. гос. ун-та. Сер. геол., 1953, **23**, вып. 6.
287. *Чайковский С. А.* Газовые и жидкие включения в кварцах пегматитов Коростенского плутона Волыни : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1951.
288. *Чекунов А. В.* Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры.— Геофиз. сб., 1970, вып. 34.
289. *Чернышкова Л. П.* Геологические особенности пегматитов Волыни, их морфология и внутреннее строение.— Тр. ВНИИП, 1957, 1, вып. 1.
290. *Чирвинский В. Н.* Новый массив рапакиви на юге бывшей Киевской губернии.— Вестн. Геол. ком., 1927, № 8—9.
291. *Чирвинский В. Н.* О некоторых эффузивных породах Волыни из пределов бывшего Новоград-Волынского и Житомирского уездов и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы.— Вісн. Укр. відділення Геол. ком., 1928, вип. 11.

292. *Чирвинский В. Н.* К вопросу о стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива.— В кн.: Сб. в честь академика В. И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 2.
293. *Чирвинский П. Н.* Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины.— Вісн. Укр. від. Геол. ком., 1925, вып. 6.
294. *Чирвинский П. Н.* Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в юго-западном крае.— Изв. Дон. политех. ин-та, 1925, **9**.
295. *Чирвинский П. Н.* Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в юго-западном крае.— Изв. Дон. политехн. ин-та, 1928, **10**.
296. *Щербань І. П.* Рудопрояв графіту в гранітах рапаківі східної частини Коростенського плутону.— Геол. журн., 1959, **19**, вип. 4.
297. *Юрк Ю. Ю.* Про гранітні пегматити Волині.— Геол. журн., 1948, **9**, вип. 1/2.
298. *Юрк, Ю. Ю.* Контактне взаємовідношення коростенського граніту з житомирським на Волині.— Геол. журн., 1948, 9, вип. 3
299. *Юрк Ю. Ю., Гуров Е. П., Гурова Е. П.* Особенности минералогии фтора Украинского кристаллического щита.— Киев: Наук. думка, 1973.
300. *Юрьев Л. Д., Бойко Д. Д.* К минералогии сосуществующих пироксенов и оливинов габбровых пород.— Конституция и свойства минералов, 1971, вып. 5.
301. *Юрьев Л. Д., Бойко Д. Д.* Апатит основных пород Коростенского плутона.— Минерал. сб. Львов. геолог. о-ва, 1974, № 28.
302. *Atlas L.* The polymorphium of the $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$—$CaMgSi_2O_6$.— J. Geol., 1952, **60**, N 3.
303. *Buddington A. F.* Adirondack anorthosite series.— In: Origin of anorthosite and related rocks.— N. Y. State Mus. and Sci. Serv., 1938, N 13.
304. *Bulanger I.* Les anorthosites de Madagascar.— Ann. geol. Madagascar, 1959, **26**.
305. *Boyd F. R., Shairer J. F.* The join $MgSiO_3$—$CaMgSi_2O_6$.— In: Carnegie Institute Yearbook, 1957.
306. *Daves P.* Genesis of rapakivi.— Nature, 1966, **209**, N 5023.
307. *Eckermann H.* The rapakivi facts: An answer to a reply.— Geol. fören. Stokholm förhandl., 1938, **60**, H. 1, N 412.
308. *Eckermann H.* The anorthosite and kenningite of the Nordingrarödö region.— Geol. fören. Stokholm förhandl., 1938, **60**, H. 2.
309. *Escola P.* On the desintegration of rapakivi.— Bull. Commis. geol. Finl., 1930, N 92.
310. *Escola P.* The nature of metasomatism in the processes of granitization.— Rept. 18th Ses. Intern. Geol. Congr., 1950, pt 3.
311. *Escola P.* Postmagmatic potash metasomatism of granite.— Bull. Commis. geol. Finl., 1956, N 172.
312. *Fernando L. I.* Petrology of certain feldspathised rocks from Herma Ness.— Shetland Island Proc. Geol. Assoc., 1941, 52, pt 2.
313. *Hackmann V.* Rapakivirandgebiete der Gegend von Lappeeranta (Willmanstrand).— Bull. Commis, geol. Finl., 1934, N 106.
314. *Hess H. H.* Chemical composition and optical properties of clynopyroxenes.— Amer. Miner., 1949, **34**, N 9/10.
315. *Hess H. H.* Stilwater ingenous water complex, Montana.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, **80**.
316. *Holmquist P. J.* Rapakivistruktur och granitstruktur.— Geol. fören. Stokholm förhandl., 1901, **21**.
317. *Kroustchoff H. K.* Note preliminare sur le wolhynite de Ossowski.— Bull. Soc. miner. France, 1885, N 9.
318. *Kushiro I.* New method of determining liquids boundaries with conformation of incongruent melting of diopside and existence of join free pegionite at latu.— Carnegie Inst. Wash., 1973, B 72.
319. *Nockolds S. K.* Average chemical composition of some ingenous rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, N 65.
320. *Popoff B.* Mikroskopische Studien am Rapakivi des Wiborger Verbreitugsgebiete— Fennia, 1928, **50**, N 34.
321. *Radziszewski P.* Granit z Korca i granitit z Osnicka na Wolyniu.— Spraw. Polsk. Inst. Geol., 1928, **4**.

322. *Sahama Th.* Rapakiviamphibole from Ungsunjoki, Salma aerea.— Bull. Commis. geol. Finl., 1947, N 140.
323. *Savolahti A.* The rapakivi problem and rules of idiomorphism in the minerals.— Bull. Commis. geol. Finl., 1956, N 204.
324. *Savolahti A.* The Ahvenisto massif in Finland.— Bull. Commis. geol. Finl., 1956, N 174.
325. *Sederholm J. J.* Über die finlandische Rapakivigesteine.— Tschermaks miner. und petrogr. Mitt., 1891, **12**.
326. *Silvester A. C.* Observation on mantled potash feldspars from the Vradol granite pluton.— Norsk. geol. tidsskr., 1962, **42**.
327. *Simonen A.* Feldspar—equilibrium temperature of some finnish rocks.— Bull. Commis. geol. Finl., 1961, N 196.
328. *Simonen A.* Olivine from rapakivi.— Bull. Commis, geol. Finl., 1961, N 196.
329. *Simonen A., Vorma A.* Amphibole and biotite from rapakivi.— Bull. Commis. geol. Finl., 1969, N 238.
330. *Sobral J. U.* Contributions to the geology of the Nordingra region Northern— Sweden. Upsala, 1913.
331. *Streckeisen A.* Classification and nomenclature of igneous rocks (Final Report of Inquiry).— N. Jb. Miner. Abh., 1967, **107**, N 1/2, p. 144—240.
332. *Terzaghi D.* The rapakivi of Head Harbor Island.— Amer. Miner., 1940, **24**, N 2.
333. *Wahl W.* Die Gesteine des Wiborger Rapakivigebietes.— Fennia. 1925, **45**, N 20.
334. *Wegmann C. E.* Geological investigations in Southern Greenland. Pt 1.— In the structural divisions of the Southern Greenland.— Mod. Gronland, 1938, **113**, N 2.

СОКРАЩЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В СПИСКЕ ЛИТЕРАТУРЫ

ВНИИСИМС — Всесоюзный научно-исследовательский институт синтеза минерального сырья
ВСЕГЕИ — Всесоюзный геологический институт
ГЕОХИ АН СССР — Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского АН СССР
ГУ ГОН УССР — Главное Управление геологии и охраны недр УССР
ИГ АН УССР — Институт геофизики АН УССР
ИГГГИ АН УССР — Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР
ИГГД АН УССР — Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР
ИГЕМ — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
ИГН АН УССР — Институт геологических наук АН УССР
ИГФМ АН УССР — Институт геохимии и физики минералов АН УССР
ЛАГЕД АН СССР — Лаборатория геологии докембрия АН СССР
МГРИ — Московский геологоразведочный институт
МСГН — Международный союз геологических наук
РИ АН СССР — Радиевый институт АН СССР
УН ДГІ ВУАН — Український науково-дослідний геологічний інститут Всеукраїнської Академії наук
УРГРУ — Украинское республиканское геологоразведочное управление
ЦНИГРИ — Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт

ОГЛАВЛЕНИЕ

История изучения Коростенского плутона 5

Геологическое строение Коростенского плутона 16
Общие данные 16
Строение плутона 18
Возраст плутона 31

О номенклатуре главнейших пород Коростенского плутона 35

Минералого-петрографическая характеристика пород Коростенского плутона 47

Основные породы 47
Анортозиты 48
Габбро-норито-анортозиты 56
Габбро-норитовые породы 62
Габбро-норито-монциониты 72
Ультрамафитовые породы 80
Граниты 87
Общие данные 87
Граниты биотитовые Кишино-Жубровичского массива 87
Граниты группы рапакиви 94
Рапакиви 94
Рапакивиподобные граниты 110
Граниты овоидные амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые 111
Гранофировые граниты 118
Граниты безовоидные амфибол-биотитовые 122
Граниты безовоидные биотитовые 127
Граниты Лезниковского массива 130
Граниты мелкозернистые биотитовые 137
Типоморфные минералы основных пород и гранитов Коростенского плутона 142
Плагиоклазы 144
Пироксены 147
Ромбические пироксены 147
Моноклинные пироксены 150
Оливины 153
Ильменит 157
Апатит 161
Щелочные полевые шпаты 162
Кварц 166
Амфиболы 167
Биотит 170
Циркон 173
Флюорит 176

Петрохимические особенности основных пород и гранитов 178
Щелочные породы 185
Пегматиты 191

Дайковые породы 201
Габбро-диабазы и диабазы 201
Диабазовые порфириты 210
Ортофиры 215
Гранит-порфиры 219
Кварцевые порфиры 223

Список литературы 230
Сокращения, принятые в списке литературы 244

ИВАН ЛАЗАРЕВИЧ ЛИЧАК

ПЕТРОЛОГИЯ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

Утверждено к печати ученым советом Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор
С. А. Свердлова

Оформление художника
Д. Д. Грибова

Художественный редактор
И. Т. Лагутин

Технический редактор
Г. Р. Боднер

Корректоры
П. С. Бородянская,
Э. Я. Белокопытова

Информ. бланк № 5551.

Сдано в набор 03.09.82. Подп. в печ. 09.03.83.
БФ 00156. Формат 60×90/16. Бум. тип. № 1.
Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 16,5.
Усл. кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 19,41.
Тираж 1000 экз. Заказ № 3-128. Цена
3 руб. 20 коп.

Издательство «Наукова думка». 252601. Киев, ГСП, Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия РПО «Полиграфкнига» на книжной фабрике «Коммунист», 310012, Харьков-12, Энгельса, 11.