

Н. П. ЩЕРБАК

ПЕТРОЛОГИЯ
И ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО
ЩИТА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

552.11+550.9

Н. П. ЩЕРБАК

1472
ПЕТРОЛОГИЯ
И ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО
ЩИТА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1975



В книге рассматриваются вопросы петрологии и геохронологии докембрия западной части Украинского щита на основании данных геологических, минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований. Освещаются геологические и физико-химические условия гранитообразования, геохимическая специализация редких элементов, доказана генетическая приуроченность гранитов конкретных комплексов к определенным сериям метаморфических пород. Дана геологическая интерпретация цифровых значений изотопного возраста, разработана стратиграфическая схема докембрия западной части Украинского щита и выполнена возрастная корреляция крупных его регионов.

Рассчитана на геологов и геохимиков, занимающихся изучением докембрийских образований.

Ответственный редактор акад. АН УССР Л. Г. Ткачук

Рецензенты

чл.-кор. АН УССР И. С. Усенко,
д-р геол.-мин. наук М. Н. Доброхотов

Редакция наук о Земле

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время работы по петрологии докембрийских образований тесно связаны с геологическими, петрографическими, минералогическими, радиологическими и геохимическими исследованиями. При изучении петрологии докембрия западной части Украинского щита автор стремился следовать этому направлению и развивать его.

Комплексное решение петрологических проблем докембрия западной части Украинского щита обусловлено тем, что в этом крупном регионе неоднократно проявлялись метаморфические, магматические и метасоматические процессы, обусловившие минеральные преобразования кристаллических пород. Поэтому основные задачи данной работы сводились к следующему:

- 1) выяснить геологические соотношения между кристаллическими породами отдельных стратиграфических подразделений;
- 2) детально изучить вещественный состав кристаллических пород;
- 3) выполнить геохронологическое расчленение докембрия и выяснить причины расходящихся значений изотопного возраста сосуществующих минералов;
- 4) коррелировать гнейсовые серии и комплексы гранитов западной части и других районов Украинского щита;
- 5) выяснить генетические особенности гранитов и пегматитов.

Следует подчеркнуть, что широкое внедрение в геологические исследования методов изотопной геохронологии на Украине привело к накоплению большого количества радиологических данных, особенно по докембрию Украинского щита. Результаты определения изотопного возраста, полученные по различным минералам из одних и тех же пород, иногда дают несходящиеся цифровые значения. Однозначная интерпретация радиологических данных для многих регионов Украинского щита, в том числе и для его западной части, где многократно проявились наложенные геологические процессы, может быть выполнена только на основании глубокого и комплексного изучения вещественного состава докембрийских пород.

Выполнению настоящей работы способствовало то обстоятельство, что в течение многих лет в различных районах западной части Украинского щита организации Министерства геологии УССР проводили поисковые, разведочные и съемочные работы. Участие автора в этих работах дало возможность собрать значительный материал по изучению докембрийских пород, особенно гранитов и пегматитов.

Институт геохимии и физики минералов АН УССР располагает современной лабораторной базой. Это позволило выполнить различные анализы, в том числе изотопные, редкоземельные и другие.

В основу работы положены результаты 15-летних исследований автора, выполненных главным образом на материале личных сборов. Проводя исследования, автор пытался сочетать детальные геологические наблюдения с глубоким изучением вещественного состава кристаллических пород, породообразующих, аксессуарных минералов и изотопного состава отдельных элементов. Всего использовано более 1000 различных видов анализов, большинство из которых впервые публикуется.

Все фотографии даны в конце книги.

Редкоземельные элементы, изотопный и вещественный составы определяли в лабораториях Института геохимии и физики минералов АН УССР.

Аналитические работы выполняли в лабораториях ИГФМ АН УССР Г. Я. Горный,
Г. Д. Елисеева, Е. Н. Бартницкий, Ф. И. Котловская, Е. В. Романишина, Л. А. Сте-
ценко, А. В. Служенко, Б. Б. Зайдис, Б. В. Мирская, А. И. Казанцева, А. В. Лука-
шук, В. П. Величко. Схемы обогащения по выделению мономинеральных фракций
разработаны под руководством Г. Я. Терец в обогатительной лаборатории Института
геохимии и физики минералов АН УССР.

Обработка свинцово-изотопных данных, приведенных в гл. IX, выполнена сов-
местно с Е. Н. Бартницким.

При написании монографии автор пользовался консультациями и советами ака-
демиков АН УССР Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцева, Л. Г. Ткачука, А. С. Поварен-
ных, чл -кор. АН УССР И. С. Усенко.

В выполнении исследований автору оказывали содействие геологи треста «Киев-
геология» Министерства геологии УССР А. П. Стукало, А. Н. Козловская, А. Я. Древин,
Г. Г. Виноградов, Э. В. Мельничук, Д. А. Лавров и другие.

В оформлении работы большую помощь оказали автору сотрудники ИГФМ
АН УССР В. В. Рябоконт, И. М. Лесная, З. И. Сорока, Г. М. Носок.

Всем названным товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ДОКЕМБРИЯ

Западная часть Украинского щита, охватывающая бассейны рек Юж. Буга, Роси, Случи и Тетерева, составляет почти $\frac{1}{4}$ всей его площади (45 тыс. км²). Северная граница названного района проходит по зоне контакта области распространения пород коростенского и кировоградско-житомирского комплексов, западная и южная — совпадают с контурами выходов пород щита на дневную поверхность, восточная граница условная и проходит по меридиану Гайворон — Фастов (рис. 1).

В геологическом строении западной части Украинского щита принимают участие разновозрастные породы метаморфических серий и комплексов гранитов. В пределах изученной площади отчетливо выделяются, по меньшей мере, три комплекса гранитов и столько же метаморфических серий пород, о соотношениях и возрасте которых существуют самые различные представления. Поэтому, прежде чем перейти к изложению материала о геологическом строении западной части Украинского щита, остановимся кратко на состоянии изучения стратиграфии и петрологии этого района.

В истории изученности докембрия западной части Украинского щита намечаются три основных этапа: дореволюционный, довоенный и послевоенный.

Дореволюционный этап (до 1917 г.) характеризуется эпизодическим изучением докембрия западной части Украинского щита. К. М. Феофилактов (1851) впервые описал гранатосодержащие кристаллические породы бассейна р. Тетерева, назвав их «бердичевскими видоизменениями» серых гранитов. И. А. Морозевич (1893), В. Е. Тарасенко (1890) изучали петрографический состав монзонитов Букинского плутона. В. И. Лучицкий (1910) в статье «К вопросу о происхождении гранитов юга России» среди кристаллических пород Украинского щита выделяет три генетические группы: интрузивные граниты, пара- и ортогнейсы.

В. Д. Ласкарев (1914) дает геологическую характеристику кристаллическим породам изученного региона и ставит некоторые проблемные вопросы. Здесь с большой полнотой освещается история геологических исследований, проведенных до 1914 г. в юго-западной части Украины.

Довоенный этап (1917—1941 гг.) изучения западной части Украинского щита связан с именами таких выдающихся исследователей, как Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкий, В. Н. Чирвинский, Л. Г. Ткачук и др.

В основу большинства работ Н. И. Безбородько положен петрогенетический принцип, базирующийся на петрографических и химических особенностях кристаллических пород. В одной из первых работ Н. И. Безбородько (1928) высказывает свою точку зрения на происхождение гранатовых пород. По его представлениям, гранатовые

мигматиты, или «виннициты», не имеют ничего общего в петрогенетическом отношении с макроскопически похожими на них гибридизированными гранитами «чудновского» типа. Он возражает против употребления термина «кинцигит», который В. И. Луцицкий принимал для гранатовых пород Подолья.

В связи с оценкой полевошпатового сырья Украины в 1929 г. Н. И. Безбородько пишет работу «Граниты Волыни и их пегматиты», в которой подробно останавливается на характеристике гранитов и пегматитов всего Украинского щита. Наиболее крупные месторождения полевого шпата, по его представлениям, генетически связаны с пегматитами житомирских гранитов, что обусловлено обогащенностью последних флюидо-пегматитовыми продуктами. Касаясь характеристики житомирских гранитов, автор отмечает наличие в них мусковита автопневматолитического характера, что не дает основания называть эти граниты двуслюдяными. Описывая ксенолиты среди житомирских гранитов, автор указывает, что гнейсы «не остаются безучастными в отношении к ассимилирующей способности гранитной магмы. Соответствующее изменение происходит как внутри ксенолитов, так и в окружающей магме».



Рис. 1. Обзорная карта западной части Украинского щита:

1 — контуры щита; 2 — район исследований.

Следует остановиться на интересном, на наш взгляд, мнении автора: «Поскольку пегматит является продуктом дифференциации гранитной магмы, постольку он представляет собой продукт магмы, обедненной окислами CaO, MgO, FeO за счет SiO₂. Наоборот, ассимиляция ксенолитов, идущая в указанном выше направлении, частично возвращает пегматиту утраченные при дифференциации вещества и тем самым первоначальный состав его исходной магмы» (Безбородько, 1929). В результате этих процессов образуется так называемая возвращенная порода, которая ничем не отличается от обычного мелкозернистого гранита житомирского типа. В названной работе автор излагает свою точку зрения на образование мигматитов. По его представлениям, гнейсы, обогащаясь окислами кремния, калия и натрия, через инъекционный гнейс превращаются в мигматит. Если гранитизация протекает далее, то образуется гибридизированный гранит. Безбородько подробно описывает явления ксенолитообразования, выделяя аутигенные и аллотигенные ксенолиты. В результате переработки аутигенных ксенолитов образуются агматиты.

Большое внимание Безбородько уделяет генезису полосчатых текстур в гранитах. Тектурным особенностям гранитов всего Украинского щита посвящена его статья (1930). Автор резко выступает против таких терминов, как *гранитогнейс* и *гнейсогранит*, которые, по его мнению, отражают лишь морфологические черты породы. Он считает, что вместо морфологических определений в основу названий подобных образований должны лечь петрогенетические особенности. В частности, вместо «гнейсогранит» Безбородько предлагает такие названия: «динамогранит», «флюксогранит», «схистогранит» и «тениогранит». Гранитогнейсу, по его мнению, соответствуют мигматиты и инъекционные гнейсы. Предложенные Безбородько термины для полосчатых гранитов геологи Украины практически не используют.

По данным Безбородько, бердичевские граниты часто переходят в мигматиты, а инъекционных гнейсов они не образуют.

Широко известна статья Безбородько (1930) о зональных ксенолитах, в которой он сообщает, что внутренние части ксенолита содержат пироксен, переходящий к периферии в роговую обманку и на самой внешней зоне — в биотит.

В работе Безбородько (1935) рассматриваются вопросы генезиса монцонитового ряда пород на Украине. Автор приводит схематическую карту плутона монцонитов, выделенных в самостоятельную монцонитовую формацию Украины. К монцонитам он относит «габбро-граниты» И. А. Морозевича (1893) и «сиенито-диориты» И. Ф. Матковского (1930). Гранодиориты с. Тригурьи рассмотрены здесь как продукты дифференциации монцонитовой магмы.

Безбородько (1935) при построении петрогенетической карты исходил из батолитовой формы залегания магматических пород. В связи с этим он считал, что одни интрузивные породы генетически связаны с «эпимагмой», другие — «мезомагмой» или «катамагмой». В породах эпимагмы развиты тенио- и схистотекстуры, а в породах мезомагмы наиболее часто наблюдаются динамо- и флюксотекстуры. Породы различных магматических горизонтов отличаются между собой не только текстурными особенностями, а и в физико-химическом отношении. В заключительной части этой монографии автор дает стратиграфическую схему докембрия, выделяя четыре этапа вулканизма. В западной части Украинского щита широко распространены породы второго этапа вулканизма, в котором устанавливаются три фазы. К наиболее ранней фазе отнесены бердичевские граниты и монцонитовая формация, ко второй — житомирские граниты, к третьей — кировоградские.

Работы Н. И. Безбородько в 20-х и 30-х годах пользовались исключительной популярностью, у него было много последователей. Надо отметить, что такие положения, как природа зональных ксенолитов, глубинность образования гранитоидов Украинского щита и др., имеют важное значение и в настоящее время.

Около 40 лет изучению Украинского щита занимался В. И. Лучицкий. Первые работы его по изучению кристаллических пород Украины относятся к началу XX ст. Непосредственное отношение к изученному району имеет работа В. И. Лучицкого «Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины» (1927), в которой он называет гранатовые породы, в том числе и бердичевские граниты, кинцигитами. Большое число работ Лучицкого посвящено стратиграфии докембрия Украинского щита. В стратиграфической схеме, опубликованной в 1930 г., он выделил так называемую тетерево-бугскую группу, в которую входит бердичевская подгруппа. К тетерево-бугской группе отнесены гиперстеновые, коростышевские, антоновские граниты и осадочная метаморфизованная свита Радомышль — Коростышев. В бердичевскую подгруппу включены гранато-кордиеритовые породы и ингулецкие гнейсы. Ниже тетерево-бугской лежит днепровская, а выше — саксаганская группа. Розовые аплито-пегматоидные граниты вместе с мигматитами отнесены к самой древней — днепровской группе. Однако в более поздних работах (1947) в отношении возраста этих гранитов В. И. Лучицкий отмечает, что они могли образоваться как до внедрения массивов серых гранитов различных типов, так и после кристаллизации рапакиви.

Надо отметить, что розовые аплито-пегматоидные граниты у исследователей Украинского щита занимают различное стратиграфическое положение. В. Н. Чирвинский (1936) днепровские розовые аплито-пегматоидные граниты помещает выше чудново-бердичевской группы.

Таким образом, довоенный период изучения докембрия западной части Украинского щита знаменателен в основном широким размахом петрографических исследований. Тематические исследования по стратиграфии докембрия в то время только начинали развиваться. Тем не

менее стратиграфическая схема Украинского щита, предложенная В. И. Лучицким, во многом подтверждается данными, полученными в последние годы.

В послевоенный период (начиная с 1945 г.) выполняются в больших объемах геологосъемочные работы. Вся западная часть Украинского щита в настоящее время закартирована в масштабе 1 : 200 000 (Н. Г. Вадимов, В. А. Рябенко, Н. Г. Ролик, Н. Е. Стрелкова, В. И. Шунько), во многих районах проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 (Г. Г. Виноградов, И. И. Шощкий, А. М. Ханисенко, Г. С. Безверхний, Л. А. Демехин, Э. В. Мельничук и др.). Кроме того, значительный объем буровых работ выполнен на отдельных участках в связи с поисками нерудного сырья и редких элементов. Полученный в послевоенные годы большой и качественно новый фактический материал способствовал развитию тематических исследований по стратиграфии, петрографии, минералогии, геохронологии и геохимии докембрийских образований.

Следует особо отметить, что начиная с 1952 г. геохронологические исследования в западной части Украинского щита ведут радиологи Москвы, Ленинграда и Киева. В настоящее время главнейшие разновидности кристаллических пород этого региона охарактеризованы датами, полученными различными методами. Без преувеличения можно сказать, что данные по изотопному возрасту докембрия западной части Украинского щита не только самые полные, но и уникальные. Они с успехом могут быть использованы для стратиграфических целей. Вопрос об изотопно-геохронологической изученности докембрия западной части Украинского щита освещен в соответствующей главе.

В послевоенное время изучению докембрия западной части Украинского щита посвящены работы А. Н. Козловской, Л. Г. Ткачука, И. С. Усенко, Ю. Ир. Половинкиной, М. Н. Ивантишина, Ю. Ю. Юрка, А. Я. Хатунцевой, В. И. Барташевского и др.

По представлениям А. Н. Козловской (1948), гранатовые породы р. Тетерева связаны с житомирскими гранитами, а гранатовые породы Побужья — с чарнокитами. Монзониты с Тригурьи в возрастном отношении она отождествляет с аналогичными породами, развитыми в зоне контактов массивов габбро-анортозитов и гранитов коростенского комплекса. Розовые аплитовидные граниты, по данным А. Н. Козловской, «представляют собой фацию кировоградского гранита».

Изучением северо-западной части Украинского щита много лет занимался Л. Г. Ткачук. В одной из его работ (1954) опубликована стратиграфическая схема этой части Украинского щита. В архее он выделил два этапа вулканизма — бугский и кировоградско-житомирский. Бердичевские граниты отнесены им к бугскому этапу. Соответственно также выделены две эпохи осадконакопления — бугская (или подольская) и волинская. Ткачук (1947) указывает на зональное строение некоторых плутонов гранитов кировоградско-житомирского комплекса. В частности, по его данным, центральная часть Богуславского плутона состоит из крупнозернистого порфириовидного гранита, который к периферии сменяется вначале мелкозернистым серым, а затем розовым аплитопегматоидным гранитом. Он доказал генетическую связь красных аплитопегматоидных гранитов с житомирскими. На территории распространения гранитов кировоградско-житомирского типа, по мнению Ткачука, не наблюдается крупных массивов, а встречаются интрузивные тела незначительных размеров, разведенные между собой гнейсами (Ткачук, 1947). Надо отметить, что такие представления автора полностью подтверждаются нашими исследованиями.

Иной точки зрения в отношении стратиграфической последовательности кристаллических пород северо-западной части Украинского щита придерживается Ю. Ю. Юрк (1953, 1954, 1956). В его стратиграфиче-

ской схеме бердичевские, житомирские и кировоградские граниты отнесены ко второму комплексу, а первый — наиболее древний комплекс — представлен гранодиоритами, плагиогранитами и мигматитами гранодиоритового состава, которые развиты в среднем течении Днепра и на Волыни. Сюда же автор относит и шепетовский гранодиорит, генетическая общность которого с бердичевским гранитом особенно подчеркивалась Н. И. Безбородько.

Изучению кристаллических пород, породообразующих и аксессуарных минералов западной части Украинского щита посвящено много работ М. Н. Ивантишина (1952, 1953, 1958, 1960). По его данным (1958), гранато-биотито-кордиеритовые гнейсы развиты только юго-западнее линии, проходящей в направлении северо-запад — юго-восток от с. Любара в верховье рек Гнилопяти и Роставицы.

В 1953 г. вышла работа М. Н. Ивантишина, в которой описываются вторичные образования, развивающиеся за счет разрушения кордиерита. По его данным, кордиерит бердичевских гранитов замещается минералом, который Ивантишин назвал кордиефагитом. Приведена кристаллохимическая формула кордиефагита. В одной из последних своих работ М. Н. Ивантишин (1960) обобщил большой фактический материал по изучению аксессуарных минералов редких и рассеянных элементов в гранитах и пегматитах Украинского щита.

А. Я. Хатунцева (1953, 1955) и В. И. Барташевским (1956) опубликованы статьи о возрастном взаимоотношении бердичевских и житомирских гранитов. Ими описаны выходы секущих жил серых гранитов, которые являются производными магмы житомирских гранитов.

Изучению петрологии и стратиграфии Украинского щита много работ посвятил И. С. Усенко (1947, 1954, 1955, 1958, 1964). Бердичевские граниты, по данным И. С. Усенко, «залегают непосредственно в зоне магмообразования», а кировоградские и житомирские граниты являются породами, «образовавшимися в результате интрузии магмы в более высокие горизонты складчатой области». В стратиграфической схеме И. С. Усенко (1964) к архею отнесены гнейсово-мигматитовая и тетерево-бугская серии, к нижнему протерозою — криворожская серия; архейский орогенный этап знаменуется гранитами кировоградско-житомирского комплекса, а токовские граниты проявились в посторогенный этап формирования криворожской серии.

Вопросам изучения породообразующих минералов посвящены работы В. П. Костюка (1955), Д. П. Бобровника (1954), Е. К. Лазаренко (1969), И. Б. Щербакова (1966).

Много работ изучению стратиграфии и петрогенезиса докембрия Украинского щита посвятила Ю. Ир. Половинкина (1954, 1963). В одной из них (1954) по стратиграфии Украинского щита она приходит к следующим выводам: нижний архей представлен гнейсовой серией, метаморфизованными основными и ультраосновными породами и гранитами кировоградского комплекса; верхний архей, нижний протерозой — криворожской толщей и гранитами днепро-токовского комплекса; верхний протерозой — овручской толщей и гранитами коростенского комплекса. Докембрий в архее и нижнем протерозое формировался в геосинклинальных, а в верхнем протерозое — в платформенных условиях. В стратиграфической схеме Ю. Ир. Половинкина относит бердичевские, кировоградские и житомирские граниты к самому древнему тектоно-магматическому этапу (нижний архей). Бердичевские граниты, по мнению Ю. Ир. Половинкиной (1963), в генетическом отношении не имеют связи с кировоградскими и житомирскими.

Л. В. Комлев (1956) отмечает близкий изотопный возраст аплитонидных и порфиroidных кировоградских гранитов. Он полагает, что аплитонидные граниты могли образоваться за счет селективного выплавления «в процессе глубинного метаморфизма гнейсовой толщи».

Представления Н. П. Семененко о стратиграфической последовательности кристаллических пород Украинского щита менялись по мере накопления фактического материала. Так, железисто-кремнистые породы района Большого Кривого Рога он вначале относил к разновозрастным образованиям, более древним, чем граниты кировоградско-житомирского комплекса (1956). В последних же стратиграфических схемах метаморфические породы Большого Кривого Рога расчленяются Семененко на три серии: самыми древними являются породы конкской, а самыми молодыми — криворожской серии (Семененко, 1965). Древние гнейсовые серии западной части Украинского щита, по его данным, коррелируются с верховцевской, а более молодые — с криворожской серией.

М. Н. Ивантишин (1960) все граниты Украинского щита расчленил на пять комплексов; по его данным, они являются магматическими интрузивными образованиями.

М. Н. Доброхотов (1967) в стратиграфии докембрийских кристаллических образований Среднего Приднепровья выделяет две суперкрупные серии (конкско-верховцевская и криворожская) и два мигматито-гранитоидных комплекса (днепропетровский и криворожский). Породы конкско-верховцевской и криворожской серий, по его данным, распространены также в Приазовье и в западной части Украинского щита.

Я. Н. Белевцев, А. А. Прусс (1962), Г. И. Каляев (1967) в западной части Украинского щита выделяют Брусиллов-Одесскую зону, метаморфические породы которой в стратиграфическом отношении сопоставляются с криворожской серией.

Е. М. Лазько (1969), рассматривая петрологические особенности бердичевских гранитоидных пород и чарнокитов, отмечает, что они возникли за счет перекристаллизации вмещающих биотито-гранатовых гнейсов и кальцифиристо-кристаллосланцев. Образование бердичевских гранитов сопровождалось небольшим привнесением щелочей и выносом кремнезема при относительно высоких температурах (690—720°С) и низких давлениях (1300 атм).

Наиболее полно, с учетом геологических, петрологических и радиологических данных, магматизм Украинского щита освещен в сводной работе, выполненной членами регионального петрографического совета по европейской части СССР (Усенко и др., 1969). В Украинском щите выделены магматические формации архейского, нижнепротерозойского и среднепротерозойского возраста.

В 1967 г. на расширенном заседании секции докембрия Украинского межведомственного стратиграфического комитета (УМСК) была принята стратиграфическая схема докембрия Украинского щита, в которой архей представлен конкско-верховцевской метаморфической серией и днепровским комплексом гранитов, нижний протерозой — тетерево-бугской серией и подольским комплексом гранитов, средний протерозой — ингуло-ингулецкой, криворожской сериями и кировоградско-житомирским комплексом гранитов. Согласно этой схеме, тетерево-бугская серия не имеет стратиграфических аналогов в центральной части Украинского щита. В последнее время стратиграфическая схема уточнена в соответствии с новым фактическим материалом. Криворожская серия отнесена к нижнему протерозою. Однако стратиграфическое положение гнейсовых серий западной части Украинского щита, согласно указанной схеме, рассмотренной секцией докембрия в марте 1970 г., также остается неопределенным, так как эти серии помещены в нерасчлененный стратиграфический этаж — архей — нижний протерозой.

Таким образом, из приведенных данных видно, что существует еще много нерешенных вопросов в области стратиграфии и петрологии докембрия западной части Украинского щита.

В заключение отметим, что генезис докембрийских гранитов — это

одна из сложнейших петрологических проблем, решению которой способствует дискуссия между сторонниками двух школ — магматистов и трансформистов. Мы не намерены рассматривать «соотношение сил» между данными научными направлениями. Эти вопросы довольно полно освещены в многочисленных работах зарубежных (Рид, 1957; Менерт, 1963) и советских (Афанасьев, 1953; Коржинский, 1952; Судовиков, 1950; Половинкина, 1957; Елисеева, 1951; Полканов, 1955; Петров, 1969) исследователей. Отметим лишь, что в последние годы разногласия между сторонниками ортодоксальных теорий гранитообразования все более сглаживаются. Этому способствуют данные экспериментальных исследований (Винклер, Платен, 1968; Хитаров и др., 1969) и результаты изучения геологии и петрологии докембрийских гранитоидов (Полканов и др., 1963; Кратц, Лобач-Жученко, 1969; Усенко и др., 1970). Успешное применение формационного анализа для изучения гранитоидов (Кузнецов, 1964; Наливкина, 1970; Лазько, 1969; Усенко, 1970; Каляев, 1970), а также результаты глубинного изучения земной коры (Белосусов, 1966; Шейнман, 1968; Жданов, 1970) оказывают влияние на сближение точек зрения «плутонистов» и «нептунистов».

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В западной части Украинского щита по особенностям геологического строения докембрия отчетливо выделяют четыре района: северный, центральный, южный и восточный (рис. 2).

В северном районе, охватывающем истоки Тетерева, наиболее распространены метаморфические породы верхней серии и граниты кировоградско-житомирского комплекса. Примечательно, что среди кристаллических пород в данном районе преобладают гнейсы и кристаллические сланцы, представленные преимущественно биотитовыми разновидностями. Наряду с гнейсами и гранитами встречаются габбро, гранодиориты, кварцевые монзониты и диориты. Генетические и возрастные соотношения между габбро и гранодиоритами наиболее четко установлены в так называемом Букинском плутоне (Щербак, 1961). Самыми древними породами этого плутона являются габбро-нориты, сохранившиеся в виде ксенолитоподобных образований, размеры которых не превышают нескольких метров. Габбро-нориты постепенно сменяются пироксеновыми диоритами, а последние — кварцевыми монзонитами. Непосредственные переходы между кварцевыми монзонитами и гранодиоритами прослеживаются в береговых обнажениях Тетерева и его правых притоков. Постепенность переходов между этими породами выражается в том, что в кварцевых монзонитах темноцветные минералы представлены главным образом пироксеном, а основность плагиоклаза соответствует андезину, в гранодиоритах же пироксен имеет подчиненное значение, а преобладают амфибол и биотит, плагиоклаз становится более кислым и относится к олигоклазу. В шлифах отчетливо наблюдается реакционный ряд замещения: пироксен → амфибол → биотит.

Гранодиориты, оконтуривающие плутон с юга и востока, сменяются равномернозернистыми и порфириновидными гранитами кировоградско-житомирского комплекса. Кроме того, гранодиориты в центральной части Букинского плутона опоясывают мощное дайкообразное тело розовых аплит-пегматоидных гранитов, которые по петрохимическим особенностям, петрографическому составу, характеру аксессуарного монацита и изотопному возрасту относятся к одной из фациальных разновидностей гранитов кировоградско-житомирского комплекса (Щербак, 1961). О тесной генетической связи житомирских гранитов и гранодиоритов свидетельствует и тот факт, что последние наблюдаются исключительно в краевых зонах массивов житомирских гранитов. Но обязательным условием для образования гранодиоритов является наличие среди вмещающей гнейсовой толщи пород основного состава, какими в данном случае являются породы Букинского плутона.

Описанию гранитов кировоградско-житомирского комплекса, их геологического положения и вещественного состава посвящены отдельные главы настоящей работы. Здесь лишь отметим, что граниты этого комплекса образуют как конкордантные, так и секущие тела по отноше-

нию к вмещающим метаморфическим породам. Чаще всего морфология массивов обусловлена особенностями складчатых структур. Тела гранитов обычно незначительны по размерам; иногда они в плане имеют правильную, близкую к изометричной форму. Между Житомиром и Чудновым отчетливо вырисовываются несколько антиклиналей, в морфологическом отношении близких к брахискладкам. Протяженность их по простиранию не превышает 10 км, вкрест простирания — $5 \div 6$ км. К антиклинальным структурам приурочены выходы житомирских гранитов, а к синклиналям — гнейсов, кристаллических сланцев и мигматитов (Щербак, 1961).

Иными особенностями геологического строения характеризуется докембрий центрального района, где среди кристаллических пород наиболее распространены биотито-гранатовые мигматиты и бердичевские граниты. Прежде всего бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты картируются в виде широких полос, хорошо выдержанных на значительном расстоянии, что, вероятно, обусловлено линейным характером складчатых структур. Размах крыльев главных складчатых структур достигает 8—10 км, углы падения изменяются от 45 до 75°. К антиклинальным структурам приурочены бердичевские граниты, к синклинальным — гранато-биотитовые гнейсы и мигматиты. Биотитовые аплитопегматоидные граниты и пегматиты побужского комплекса чаще всего образуют маломощные секущие тела. В истоках Тетерева метаморфические породы и бердичевские граниты пересекаются жилами житомирских гранитов.

В геологическом строении южного района преобладающее значение имеют гнейсы и кристаллические сланцы нижней серии (рис. 3). Среди гранитоидов здесь широко развиты биотитовые аплитопегматоидные граниты побужского комплекса в чарнокиты. Мигматиты биотито-гранатовые и глиноземистые гнейсы подольской серии в этом районе приурочены к синклинальным структурам, одна из которых прослеживается юго-западнее г. Литина. Здесь наблюдаются складчатые структуры различного морфологического облика. В частности, в Верхнем Побужье совершенно четко устанавливается антиклинальная структура, осевая линия которой простирается в направлении Хмельник — Литин — Винница. Ось этой антиклинали юго-восточнее Хмельника разветвляется, расстояние между осями складок в юго-восточном направлении постепенно увеличивается. Соответственно и структура разделяется на две антиклинали. Размах крыльев главных антиклинальных складок 8—10 км. Крылья их осложнены складками более высоких порядков с амплитудой 600—1000 м. Углы падения изменяются в пределах 50—85°; преобладают крутые падения.

Южнее и юго-западнее г. Винницы складчатые структуры докембрия по форме приближаются к купольным. Большие по размерам массивы аплитопегматоидных гранитов побужского комплекса обычно приурочены к ядрам куполовидных складок.

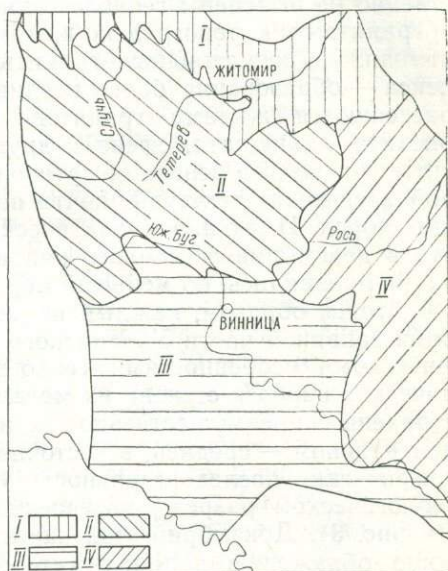


Рис. 2. Геологическое районирование западной части Украинского щита:
Районы: I — северный; II — центральный;
III — южный; IV — восточный.

Докембрийские образования в истоках Роси и среднем течении Юж. Буга характеризуются специфическими особенностями вещественного состава и тектонического строения (восточный район). Здесь широко распространены амфиболсодержащие породы — метабазиты, диориты, гранодиориты (собиты), мигматиты. Складчатая структура докембрия имеет сложное строение. Тут наблюдаются северо-западные простирания полосчатости порфиробластических мигматитов и метабазитов, меридиональные простирания полосчатых мигматитов, связанных с гранитами кировоградско-житомирского комплекса, протерозойский возраст которых доказан достоверно. Метабазиты росинской свиты были мигматизированы и в более раннее время, около 2500 млн. лет назад, т. е. до образования гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Кристаллические породы, к сожалению, плохо обнажены, и поэтому непосредственно не выяснены геологические соотношения архейских мигматитов с гранитами кировоградско-житомирского комплекса. Но несомненно, что аплитно-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского комплекса — образования более поздние, чем метабазиты. Последние часто пересекаются жилами гранитов, в них развиваются новообразования биотита, калишпата, сфена и других минералов. Архейские же мигматиты являются в основном ортитоносными. Для них характерны порфиробластические текстуры, почти полное отсутствие ксенолитов вмещающих пород. Имеющийся фактический материал позволяет предполагать, что в докембрии восточного района процессы складчатости и гранитизации проявились, по меньшей мере, дважды.

Таким образом, каждый из выделенных районов развития докембрия западной части Украинского щита характеризуется своими специфическими особенностями геологического строения, состава кристаллических пород и степени их метаморфизма. В северном районе распространены преимущественно кристаллические породы верхней, в центральном — средней, в восточном и южном — нижней серии. Стратиграфическая последовательность указанных серий отчетливо видна на геологическом разрезе, построенном по линии I—I (Литин — Чуднов, см. рис. 3). Докембрий этой части Украинского щита относительно хорошо обнажен в долинах Тетерева, Юж. Буга. Нами он изучен сравнительно полно. Как видно из геологического разреза, пироксеновые гнейсы и связанные с ними чарнокиты, как правило, приурочены к крупным антиклинальным структурам и залегают в основании всего стратиграфического разреза докембрия. Выше расположены глиноземистые гнейсы средней серии и генетически связанные с ними бердичевские граниты. Ориентировочно мощность этой серии составляет не менее 5000 м. Наиболее широко распространены кристаллические породы средней серии и гранитоиды бердичевского комплекса в междуречье Юж. Буг — Тетерев, между городами Литином и Чудновом. Здесь они дислоцированы в сложный антиклинорий (Семененко, 1957), в ядре которого на дневную поверхность выходят породы нижней серии. Севернее Чуднова глиноземистые гнейсы и биотито-гранатовые мигматиты перекрываются метаморфическими породами верхней серии.

Разрывные нарушения в докембрии западной части Украинского щита проявлены довольно широко. В. М. Беланов (1969) разделил дизъюнктивные дислокации в зависимости от генезиса, размеров, периодов активизации и пространственного расположения на три типа: глубинные межблоковые, глубинные расколы и разломы мелкого заложения. Последние существенно не влияют на структуру докембрия, хотя встречаются повсеместно. По мере увеличения детальности исследований увеличивается количество обнаруженных разломов. Например, максимальное количество мелких разломов установлено на тех участках западной части Украинского щита, которые покрыты крупномасштабной геологической съемкой. Что же касается разломов первого и

второго типов, выделенных В. М. Белановым (1969), то между ними нет существенных геологических различий, и, видимо, целесообразно эти крупные дизъюнктивные нарушения объединить, назвав их разломами глубинного заложения. К их числу относятся Калиновский, Звиздаль-Залесский, Тетеревский и Андрушовский разломы. Белоцерковский глубинный разлом находится восточнее изученного региона. Андрушовский, Звиздаль-Залесский и Калиновский разломы разделяют западную часть Украинского щита на описанные четыре района, резко отличающиеся между собой по геологическому строению. Андрушовский разлом является граничной зоной между Новоград-Волыньским (Житомирским) и Бердичевским блоками; Звиздаль-Залесский разлом — между Фастовским и Бердичевским.

Рассмотрим разломы глубинного заложения. Калиновский разлом проявляется как зона нарушенных пород, которая прослеживается в виде прерывистых линейных полей. Наиболее полно в настоящее время изучены разломы в районе Калиновки — Хмельника. К этой зоне приурочены дайки диабазов. Характерно, что милониты развиваются по всем разновидностям кристаллических пород, за исключением диабазов. Аплито-пегматоидные граниты, с явно интрузивными контактами по отношению к вмещающим гнейсам, в зоне разлома также милонитизированы. Пространственное размещение тел гранитов вдоль описываемой зоны дает основание предполагать, что эти образования приурочены к раннему этапу заложения разлома. Видимо, зона последнего была долгоживущей с последующей унаследованностью разломных дислокаций, проявлявшихся в разное время. К ранней стадии развития Калиновского разлома приурочены посторогенные аплито-пегматоидные граниты побужского комплекса, датируемые около 2000 млн. лет. А с самыми молодыми движениями в зоне разлома связано внедрение даек диабазов, изотопный возраст которых равен 1400—1200 млн. лет. Непосредственно в зоне Калиновского разлома более поздние движения не зафиксированы. Но на юго-западном продолжении его, в районе Ильинцов, известны кератофиры верхнерифейского возраста (около 600 млн. лет). Если окажется, что разломы Калиновки и Ильинцов принадлежат единой зоне, то время ее активизации следует считать еще более продолжительным — от 2 млрд. до 600 млн. лет.

Звиздаль-Залесский разлом является граничной зоной между восточным (Фастовский блок) и центральным (Бердичевский блок) районами. О времени заложения этого разлома можно судить предположительно. Поскольку он сечет породы коростенского комплекса, нижняя возрастная граница его не может быть древнее 1700 млн. лет. К разлому приурочены дайки диабазов возрастом 1400—1200 млн. лет, что отвечает верхней возрастной границе разлома. Эти данные свидетельствуют об относительно узком возрастном пределе формирования Звиздаль-Залесского разлома по сравнению с Калиновским.

Андрушовский и Тетеревский разломы глубинного заложения изучены пока недостаточно. Они устанавливаются главным образом по геофизическим данным. Можно лишь предположительно считать, что начало заложения этих разломов связано с внедрением основной магмы Букинского плутона, а стабилизировались они в момент образования даек габбро-диабазов.

Приведенные материалы позволяют высказать предположение об одновозрастности и одинаковой продолжительности формирования Тетеревского, Андрушовского и Калиновского межблоковых разломов. К сожалению, нет убедительных данных об амплитуде перемещения блоков относительно друг друга.

В. М. Беланов (1969), сопоставляя средние плотности пород по блокам со значениями силы тяжести, пришел к выводу, что увеличение аномалий силы тяжести приурочено к приподнятым блокам, отличаю-

щимся низким уровнем среза. Это явление объясняется тем, что интенсивность поля аномалий силы тяжести в пределах отдельных блоков зависит не только от вещественного состава их верхней части, а и от ни- жележащих более плотных пород. Приподнятые блоки характеризуются уменьшением мощности земной коры. Между уровнем среза и амплитудой поднятия существует прямая связь. Видимо, максимальное восходящее вертикальное перемещение испытали Бердичевский и Винницкий блоки, минимальное — Житомирский. Время перемещения блоков фиксируется внедрением даек габбро-диабазов (1200—1400 млн. лет).

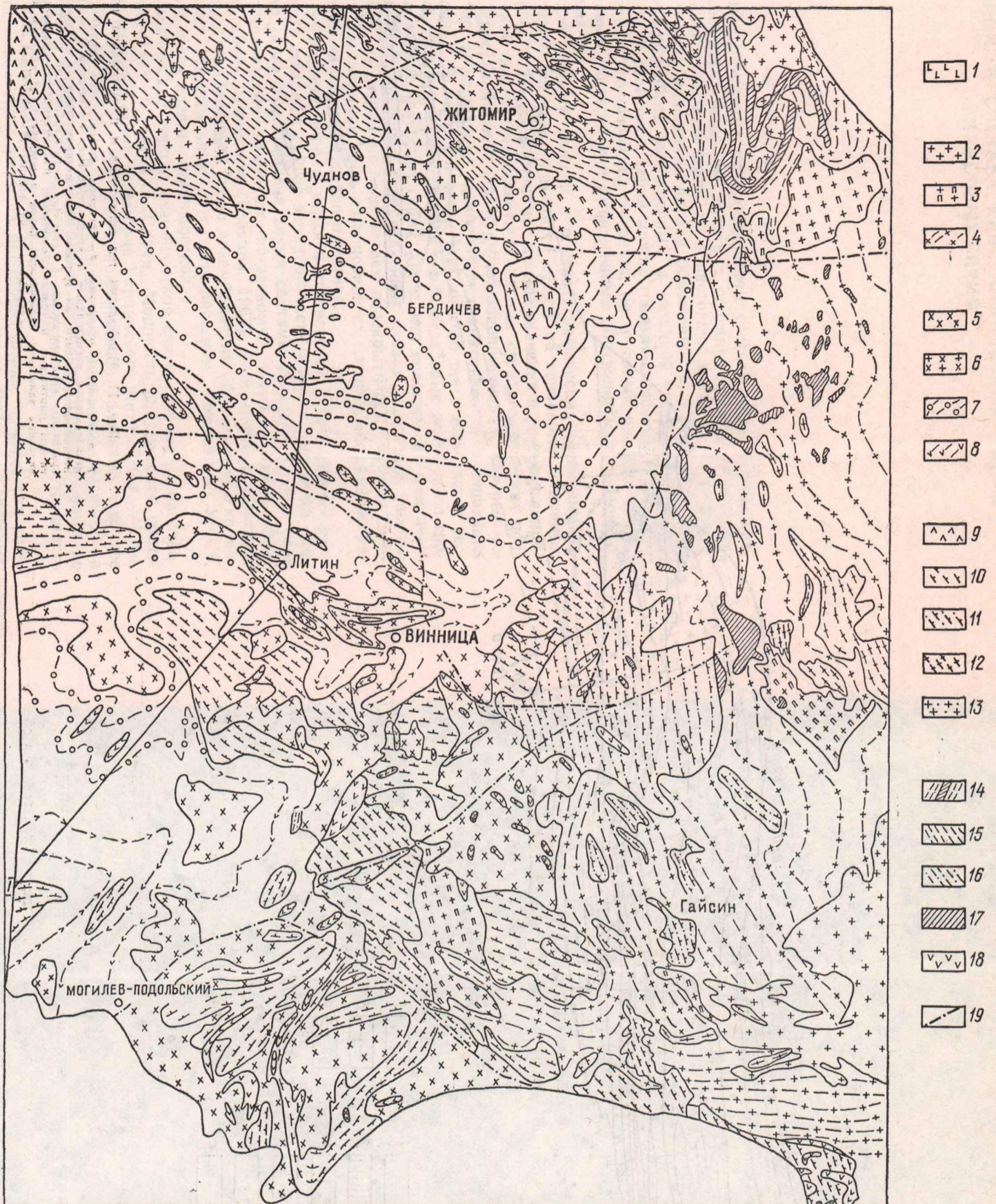
Из приведенного геологического обзора можно сделать следующие основные выводы:

1. В западной части Украинского щита по особенностям геологического строения отчетливо выделяются четыре района — северный, центральный, южный и восточный. Докембрий каждого из этих районов характеризуется своим комплексом гранитоидов и серией метаморфических пород, особенностями тектонического строения, изотопным возрастом. В северном районе преобладают метаморфические породы верхней серии и граниты кировоградско-житомирского комплекса, в центральном — глиноземистые гнейсы средней серии и гранитоиды бердичевского комплекса, в южном и восточном районах — метаморфические породы нижней серии. В южном районе преобладают граниты побужского, а в восточном — кировоградско-житомирского комплекса.

2. Ведущее место в формировании докембрия западной части Украинского щита принадлежит складчатым структурам. Линейные складчатые структуры характерны для центрального, куполовидные — для южного района. В северном районе наблюдаются своеобразные куполовидные складки, к которым приурочены незначительные по размерам массивы житомирских гранитов. Докембрийские образования восточного района отличаются сложным тектоническим строением, что обусловлено двукратным проявлением тектоно-магматических процессов.

Существенное влияние на формирование тектонической структуры докембрия западной части Украинского щита оказали также разломы глубинного залегания, обусловившие блоковое строение. Отмеченные четыре района, четко отличающиеся между собой по геологическому строению, представляют собой самостоятельные блоки с различной глубиной эрозионного среза.

3. Отчетливо устанавливается пространственная приуроченность каждого комплекса гранитов к определенной серии метаморфических пород. Граниты кировоградско-житомирского комплекса встречаются в области распространения метаморфических пород верхней серии, гранитоиды бердичевского комплекса приурочены исключительно к метаморфическим породам средней серии. Лишь аллохтонные граниты побужского комплекса, наблюдаемые чаще всего в виде секущих тел, развита среди метаморфических пород нижней и средней серий.



Схематический геологический разрез I-I' (Литин-Чуднов)

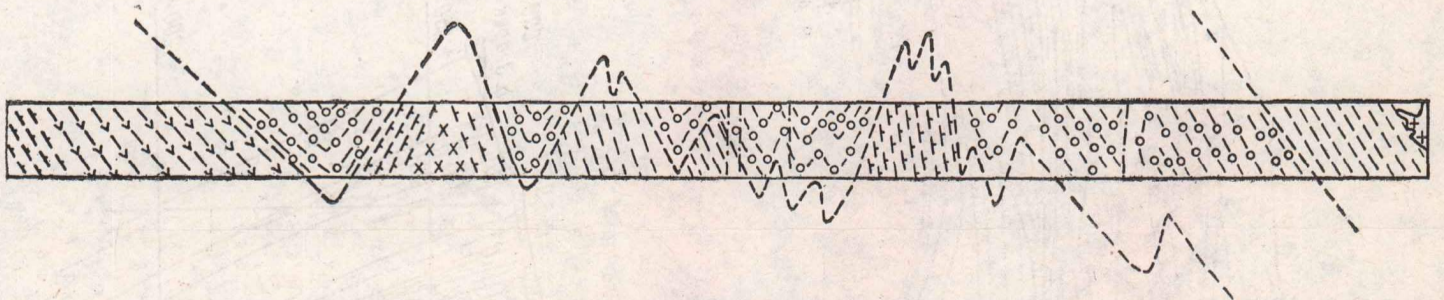


Рис. 3. Схематическая геологическая карта западной части Украинского щита (составлена с учетом материалов Г. С. Везверне-го, В. М. Беланова, Н. А. Козловской, Э. И. Логвина, А. Г. Ролика, В. А. Рябенко, А. М. Ханисенко):

Коростенский комплекс: 1 — кристаллические породы. Кировоградско-житомирский комплекс: 2 — равномернозернистые (житомирские) граниты; 3 — порфировидные (коростышевские) граниты; 4 — мигматиты. Гранитоиды побужского и бердичевского комплексов: 5 — биотитовые аплито-пегматитовые граниты и пегматиты; 6 — гранато-биотитовые граниты; 7 — биотито-гранатовые мигматиты, граниты (бердичевские) и сингенетические пегматиты; 8 — биотито-гранатовые мигматиты с гиперстеном. Гранодиориты, монцититы, чарнокиты: 9 — монцититы, гранодиориты; 10 — чарнокиты; 11 — собиты; 12 — диориты, гранодиориты; 13 — порфирибластические амфило-биотитовые мигматиты. Метаморфические породы верхней серии: 14 — кочеровской, 15 — станишовской свиты; средней серии: 16 — подольской; нижней серии: 17 — росинской, 18 — днестрово-бугской свиты; 19 — разломы.

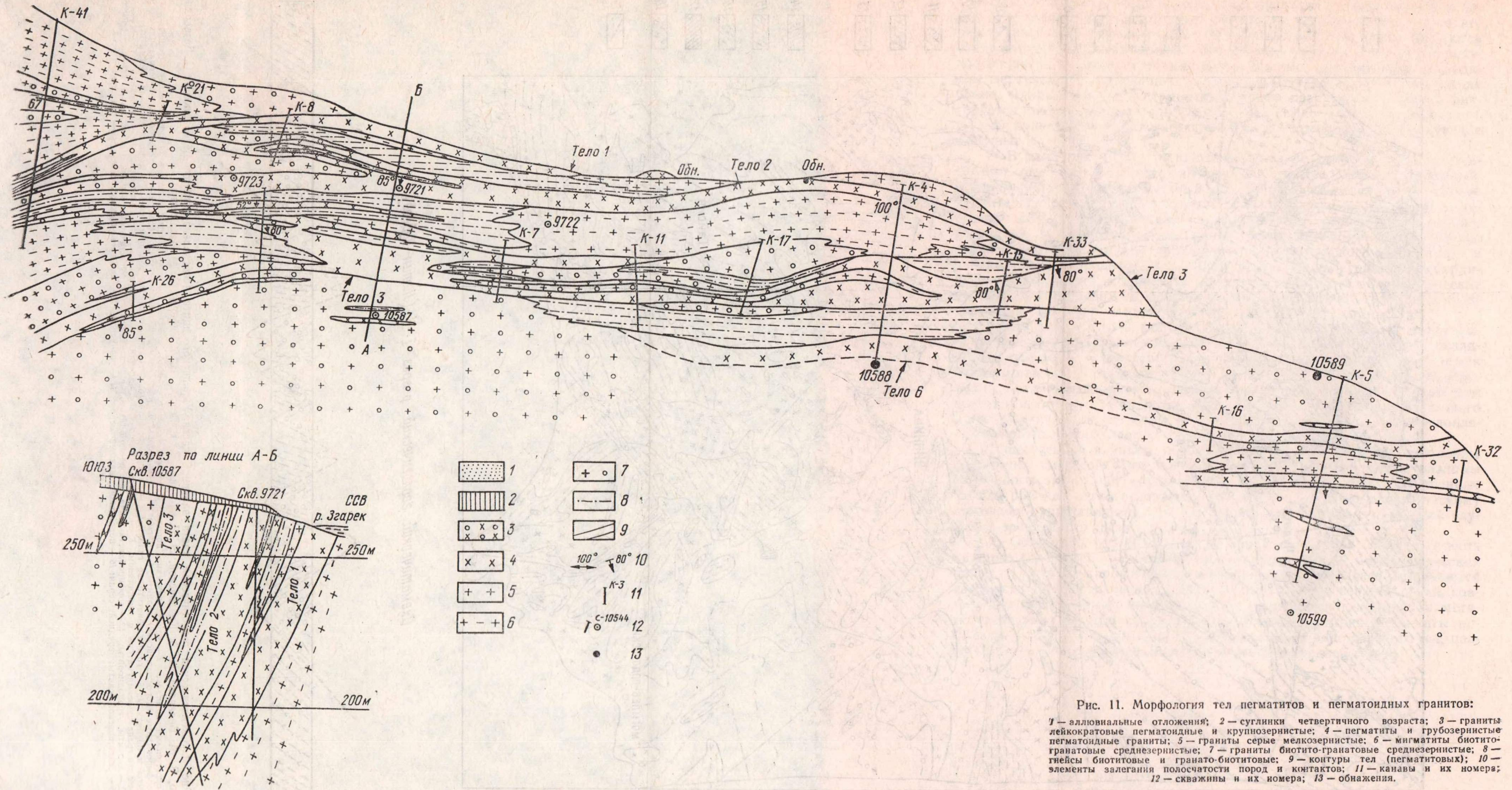


Рис. 11. Морфология тел пегматитов и пегматоидных гранитов:

1 — аллювиальные отложения; 2 — суглинки четвертичного возраста; 3 — граниты лейкократовые пегматоидные и крупнозернистые; 4 — пегматиты и грубозернистые пегматоидные граниты; 5 — граниты серые мелкозернистые; 6 — мигматиты биотито-гранатовые среднезернистые; 7 — граниты биотито-гранатовые среднезернистые; 8 — гнейсы биотитовые и гранато-биотитовые; 9 — контуры тел (пегматитовых); 10 — элементы залегания полосчатости пород и контактов; 11 — канавы и их номера; 12 — скважины и их номера; 13 — обнажения.

Глава III

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ГНЕЙСОВЫХ СЕРИЙ *

Изложение материала по особенностям состава метаморфических пород целесообразно было бы начать с описания стратиграфических разрезов каждой гнейсовой серии. Но в настоящее время такие разрезы еще не получены вследствие плохой обнаженности и недостаточного объема буровых работ, выполненных в западной части Украинского щита. Об объеме гнейсовых серий можно говорить лишь ориентировочно на основании геологических разрезов, построенных по немногочисленным буровым скважинам и разрозненным обнажениям, расположенным в долинах рек.

Нет также прямых данных и о стратиграфических соотношениях отдельных серий. Об этом приходится судить на основании косвенных критериев (см. гл. X). В частности, большое значение в решении вопроса о возрастной последовательности отдельных стратиграфических подразделений кристаллических пород имеют закономерности, которые установлены по соотношению комплексов гранитоидов и вмещающих гнейсовых серий. В западной части Украинского щита намечается тесная пространственная и генетическая связь отдельных комплексов гранитоидов и метаморфических серий пород, что показано на фактическом материале, изложенном в последующих главах настоящей работы.

Поскольку мы сейчас не располагаем перекрытыми разрезами гнейсовых серий, остановимся лишь на описании их площадного распространения и особенностях вещественного состава.

Метаморфические породы верхней тетеревской серии широко распространены в северном районе западной части Украинского щита (см. рис. 3). Эта серия представлена двумя свитами. Нижнюю из них различные исследователи называют по-разному: тетерево-житомирской (Семененко, 1964), городской (Шоцкий, 1967), станишовской (Логвин, 1965). В стратиграфической схеме докембрийских образований Украинского щита, утвержденной Стратиграфическим комитетом УМСК в 1970 г., эта свита названа станишовской.

Метаморфические породы станишовской свиты широко распространены в бассейнах Тетерева и Случи. Мощность описываемой свиты в стратиграфической схеме докембрия Украинского щита 1970 г. — 1 км. Она, видимо, занижена, так как моноклиальное залегание и крутое падение кристаллических пород описываемой свиты наблюдаются на значительных протяжениях, измеряемых несколькими километрами по береговому обнажениям Тетерева и его притоков. Поэтому и мощность свиты должна составлять не менее 2—3 км.

Станишовская свита сложена преимущественно биотитовыми гнейсами, среди которых встречаются маломощные пачки двуслюдяных,

* Вопрос о номенклатуре отдельных стратиграфических подразделений гнейсовой толщи западной части Украинского щита рассмотрен в отдельной главе.



силлиманито-биотитовых, кордиерито-биотитовых гнейсов и пластообразные тела метабазитов и кристаллических известняков.

Кочеровская свита в составе верхней серии впервые выделена И. И. Шоцким (1967). Породы ее имеют локальное площадное распространение и залегают в замке синклинали складки, простирающейся в меридиональном направлении на протяжении 80 км с шириной размаха крыльев около 20 км. На севере кочеровская свита погружается под породы коростенского комплекса, на юге ее породы срезаются Андрушовским разломом.

В составе кочеровской свиты существенное значение имеют мраморы и метабазиты. Мощность отдельных пластов мрамора достигает 300 м, общая ориентировочная мощность метаморфических пород кочеровской свиты около 7 км.

Метаморфические породы средней серии широко распространены в междуречье Тетерев — Юж. Буг — Случь — Рось, охватывая площадь около 15 000 км². Среди метаморфических пород этой серии преобладают гранато-биотитовые гнейсы, с которыми пространственно и генетически тесно связаны граниты бердичевского комплекса. Биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, кордиерито-, силлиманито-, графито-биотитовые, пироксеновые гнейсы, метабазиты и кристаллические известняки имеют подчиненное значение. Как правило, гранато-биотитовые и другие разновидности гнейсов наблюдаются в виде маломощных пачек или ксенолитов среди мигматитов и гранитов. Метаморфические породы средней серии, не затронутые гранитизацией, — явление довольно редкое. Как показано в гл. IV, между гнейсами, мигматитами и бердичевскими гранитами наблюдаются постепенные переходы. Бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты обычно образуют конкордантные тела. Ориентировочная мощность метаморфических пород этой серии — около 5000 м (см. гл. II).

Самая нижняя серия метаморфических пород западной части Украинского щита состоит из двух свит — днестрово-бугской (Половинкина, 1967) и росинской. Надо отметить, что в некоторых стратиграфических схемах эти свиты рассматриваются в ранге серий и называются иначе. Так, в стратиграфической схеме, принятой УМСК, метаморфические породы бассейна Роси отнесены к росинско-тикичской серии. Породы днестрово-бугской свиты широко распространены в среднем и верхнем течении Юж. Буга, в составе ее преобладающее значение имеют пироксеновые (гиперстеновые) и двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы с подчиненным количеством биотитовых, гранато-биотитовых гнейсов, метабазитов и габброидов. Последние залегают в виде маломощных конкордантных тел. По данным Ю. Ир. Половинкиной (1967), пироксеновые кристаллические сланцы днестрово-бугской свиты относятся к породам «глубокометаморфизованной спилитовой формации». В Нижнем Побужье Ю. Ир. Половинкина выделяет и более древние по отношению к днестрово-бугской свите метаморфические породы под названием побужской свиты, состоящей из переслаивающихся пироксеновых кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов. Породы этой свиты представляют собой, по ее данным, метаморфизованную кератофиристо-спилитовую формацию.

И. С. Усенко (1966) полагает, что в составе исходных пород, давших пироксено-плагноклазовые гнейсы и чарнокиты, большое значение имел туфогенный материал.

Об объеме днестрово-бугской свиты пока нет данных. Но судя по значительной площади распространения пород, ее слагающих, мощность этой свиты, видимо, значительная; во всяком случае, не меньше мощности побужской свиты, которая, по данным А. Я. Древина (1967), составляет 2500 м.

Стратиграфическим аналогом днестрово-бугской свиты являются кристаллические породы росинской свиты (см. гл. X), широко распространенные в восточном районе (см. рис. 2). В бассейне Роси основной геологический фон представлен мигматитами и аплито-пегматоидными розовыми гранитами. Метаморфические же породы распространены ограничено по площади и представлены маломощными пачками metabазитов, биотитовых, биотито-амфиболовых, гранато-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, железистых кварцитов, кристаллических известняков. Преобладание амфиболсодержащих кристаллических пород, тесная ассоциация железистых кварцитов и metabазитов, широкое развитие биотитовых и биотито-амфиболовых кристаллических сланцев — характерные особенности свиты. Мощность ее пока не определена.

Рассмотрим петрографические и петрохимические особенности главнейших разновидностей кристаллических пород каждой гнейсовой серии, уделив основное внимание выявлению различий в составе одноименных разновидностей метаморфических пород. Но прежде чем перейти к изложению материала об особенностях состава кристаллических пород суперкрупных серий, отметим, что в некоторых районах западной части Украинского щита минеральный состав гнейсов, кристаллических сланцев, а иногда и амфиболитов исключительно непостоянен. Поэтому возникают затруднения в точном названии отмеченных разновидностей кристаллических пород (Половинкина, 1967). Особенно это касается гнейсов и кристаллических сланцев, между которыми всегда имеются переходные разности. Поэтому гнейсы и кристаллические сланцы в дальнейшем рассмотрены совместно.

БИОТИТОВЫЕ И ГРАНАТО-БИОТИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Эти разновидности пород встречаются во всех метаморфических сериях. Но широко распространены они среди пород средней и верхней серий. Причем гранато-биотитовые разности характерны для средней серии, изредка встречаются в днестрово-бугской свите нижней серии, а биотитовые разности широко развиты во всех трех сериях.

Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы связаны между собой взаимопереходами. Различие между ними заключается лишь в содержании граната и кварца (табл. 1).

Как видно из данных табл. 1, в росинской свите нижней серии преобладают кристаллические сланцы, содержание биотита в которых иногда достигает 45—55%. Типичные гнейсы с высоким содержанием плагиоклаза, кварца и с небольшим количеством темноцветных минералов для этой свиты — явление редкое. В тетеревской серии гнейсы и кристаллические сланцы встречаются примерно в равных количествах. В подольской же серии главным образом распространены гнейсы, а кристаллические сланцы наблюдаются изредка лишь в истоках Юж. Буга. Причем минеральный состав гранато-биотитовых гнейсов подольской серии постоянен: среднее содержание плагиоклаза — около 50%, кварца — 25, суммарное количество биотита и граната — около 25%. Следует сказать, что по составу бердичевские граниты подобны гнейсам (см. гл. IV), с той лишь разницей, что в них всегда есть около 10% калишпата и меньше граната по сравнению с вмещающими гнейсами. Графит, кордиерит, силлиманит, калиевый полевой шпат в биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах обычно имеют второстепенное значение. Лишь изредка в маломощных пачках гнейсов содержание кордиерита и силлиманита достигает 15—17%. Характерно, что гранато-биотитовые разности кристаллических сланцев в подольской серии не встречаются.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, %

Номер обна- жения, сква- жины	Район	Количество шлифов	Кварц	Биотит	Плагиоклаз	Калшпат	Мусковит	Гранат	Рудный	Акцессорные
Нижняя серия										
907	Восточный	5	10	34	56	Нет	Нет	Нет	Ед. з.**	Нет
910	»	4	38	30	30	»	»	»	Нет	2
924	»	2	12	46	41	»	»	»	Ед. з.	1
1	»	4	32	8	44	16	»	»	»	Нет
40	»	3	25	18	50	7	»	»	Нет	»
31	»	2	23	43	29	Нет	»	5	»	—
44	»	1	2	53	45	Ед. з.	—	Ед. з.	»	Ед. з.
50	»	5	32	29	39	Нет	—	Нет	Ед. з.	Нет
3	»	3	19	13	58	10	Ед. з.	»	Нет	»
37	»	4	27,8	41	27	Нет	Нет	1,4	2,7	Нет
32	»	7	31	29	35	»	»	5	Нет	»
9722	Центральный	6	49	11	35	»	»	5	»	»
Средняя серия										
10542	Центральный	10	23,9	25,2	50	Нет	Нет	0,9	Нет	Нет
10579	»	3	30,2	17,1	48,4	»	»	4,3	»	1
10588	»	10	20,0	28,5	45,1	»	»	6,4	»	Ед. з.
416	»	7	33,6	12,9	43,2	»	»	10,3	»	»
10545	»	6	44,1	11,1	29,7	»	»	15,1	»	»
535	»	14	22,5	9,2	58,3	»	»	10,0	»	»
545	Южный	12	16,2	15,0	61,3	»	»	7,5	»	Нет
626	»	11	28,6	7,1	50,2	4,6	»	9,5	»	»
683	»	3	41,7	9,9	40,7	Нет	»	7,7	»	»
604	»	4	30,5	15,3	43,1	»	»	11,1	»	»
990	»	3	3,0	45,0	44,0	»	»	6	2	»
2001	Центральный	4	16,0	26,0	58,0	»	»	Нет	Нет	»
2008	»	5	9,0	34,5	56,5	»	»	»	»	Ед. з.
2009	»	7	22,5	24,5	51,0	»	2	»	»	Нет
2010	»	6	30,0	22,0	44,0	»	4	»	»	»
1-С	»	8	27,0	20,0	53,0	»	Нет	»	Ед. з.	»
977	»	12	18,0	32,0	50,0	»	»	»	Нет	»
981	»	14	27,0	22,0	51,0	»	»	»	Ед. з.	Ед. з.
18	»	6	25,0	20,0	53,0	»	»	2	Нет	Нет
58*	»	3	31,0	26,0	26,0	»	»	Нет	»	»
170	»	5	35,0	23,0	42,0	»	»	Ед. з.	»	»
32 ⁶	»	7	29,6	23,5	39,9	»	»	7,0	»	»
171	»	14	30,5	29,0	36,0	»	»	1,0	3,5	»
35	»	12	27,5	22,0	30,0	»	»	20,5	Нет	»
54	»	16	28,6	18,4	51,0	»	»	2,0	»	»
Верхняя серия										
72	Северный	12	28,3	34,5	37,0	Нет	Нет	Нет	Нет	0,2
200	»	14	14,0	46,5	37,2	2,1	»	»	0,2	Ед. з.
186	»	8	9,5	21,5	41,0	28,0	»	»	Нет	»
252	»	6	51,0	17,5	28,5	Нет	3,0	»	»	Нет
212	»	4	26,3	13,2	52,0	8,2	Нет	»	»	0,3
954	»	8	16,0	48,0	36,0	Нет	»	»	»	Ед. з.

* 17% кордиерита.

** Ед. з.—единичные зерна.

Что же касается биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев тетеревской серии, то эти метаморфические породы по минеральному составу существенно отличаются от гранитов, которые к ним пространственно приурочены. Минеральный состав житомирских гранитов довольно постоянен — около 30% микроклина, 35 — плагиоклаза, 25 — кварца и 10% биотита и мусковита (см. гл. IV). Во вмещающих гнейсах и кристаллических сланцах количество биотита в два раза больше, чем в гранитах; микроклина часто нет вообще, а содержание кварца изменяется от 9 до 51%.

Одноименные порообразующие минералы рассматриваемых метаморфических пород отдельных серий отличаются между собой как по оптическим свойствам, так и по химическому составу. Светопреломление биотитов кристаллических сланцев и гнейсов каждой серии весьма непостоянно (табл. 2).

Таблица 2

Светопреломление биотитов из биотитовых, гранато-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев

Номер образца	Серия	n_m	Номер образца	Серия	n_m	Номер образца	Серия	n_m
99	Верхняя	1,641	17 ^a	Верхняя	1,644	2107 ^a	Средняя	1,646
954	»	1,640	2008	»	1,646	2103	»	1,655
369	»	1,656	924	»	1,641	539	»	1,645
179/2-с	»	1,644	179/1-с	»	1,643	10/22	»	1,646
6660/2	»	1,635	4/6	Средняя	1,633	1/8-в	Нижняя	1,642
6660/1	»	1,635	105/69	»	1,630	6/12-в	»	1,649
977	»	1,643	10545/1	»	1,637	40/2-в	»	1,658
2101	»	1,646	10588/2	»	1,629	910 ^a	»	1,658
2095 ^b	»	1,640	2100	»	1,632	31/1-в	»	1,652
189	»	1,640	494/34	»	1,639	32/1	»	1,657

Биотиты из гранато-биотитовых гнейсов подольской серии отличаются низким светопреломлением и своеобразной красновато-бурой окраской. Слюды же биотитовых гнейсов этой серии характеризуются более высоким светопреломлением.

О химическом составе биотитов из гнейсов и кристаллических сланцев можно судить по данным табл. 3. Наиболее высокая железистость свойственна биотитам из биотитовых гнейсов тетеревской и подольской серий. Биотиты гранато-биотитовых гнейсов подольской серии характеризуются незначительными содержаниями закисного железа и низким значением железистости, самыми низкими величинами (20,0—25,3) коэффициента глиноземистости и несколько отличаются в этом отношении от слюд биотитовых гнейсов тетеревской (24—26) серии. Видимо, состав биотитов зависит как от химизма вмещающих пород, так и степени их метаморфизма. В частности, биотиты, выделенные из переслаивающихся пачек гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов одной серии, отличаются между собой по содержанию FeO, MgO, TiO₂ более существенно, чем биотиты из одинаковых разновидностей метаморфических пород, принадлежащих разновозрастным гнейсовым сериям, кристаллические породы которых в различной степени метаморфизованы.

Гранаты из гнейсов с одинаковой ассоциацией минералов, но из различных гнейсовых серий существенно отличаются между собой по содержанию главных компонентов. Примером в этом отношении могут быть резко отличающиеся по составу гранаты, выделенные из гранато-биотитовых гнейсов подольской серии и днестрово-бугской свиты нижней серии (табл. 4), относящиеся к различным фациям метаморфизма.

Химический состав биотитов из гранато-биотитовых,

Компонент	Номер						
	6660/1	6660/1	2101	2008	954	2095 ^b	2100
SiO ₂	35,09	35,12	35,79	34,65	34,94	35,64	37,62
TiO ₂	2,61	3,41	2,76	2,14	2,49	1,30	2,76
Al ₂ O ₃	19,61	18,70	17,01	19,10	18,28	18,00	17,03
Fe ₂ O ₃	2,23	2,72	1,18	1,82	2,53	3,92	1,60
FeO	15,43	15,98	20,14	17,24	17,96	15,52	14,02
MnO	0,20	0,29	0,22	0,16	0,18	0,20	0,05
MgO	10,75	10,78	9,70	9,95	9,44	11,96	14,66
CaO	0,28	0,28	0,07	0,35	0,21	0,56	0,14
Na ₂ O	0,25	0,10	0,14	0,30	0,26	0,16	0,19
K ₂ O	9,72	8,60	9,20	9,17	9,54	9,80	8,70
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,07	0,11	0,01	0,11	0,05
SO ₃	Не обнаружено						
H ₂ O	0,21	0,18	0,10	0,20	0,12	0,03	0,07
П. п. п.	3,32	3,33	3,34	4,33	3,81	3,10	2,63
F	0,21	0,23	0,10	0,40	0,78	—	0,10
Сумма	99,94	99,76	99,82	99,92	100,55	100,30	99,62
Удельный вес	3,135	2,964	3,003	2,973	3,114	3,079	2,903
$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	47,94	49,33	55,2	51,7	54,9	47,34	37,10
$\frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si}$	25,96	24,75	23,43	25,6	24,6	23,43	21,7
$\frac{Na+K}{Al}$	0,56	0,51	0,60	0,55	0,59	0,60	0,57
$\frac{K}{Na}$	25,8	45,5	49,0	19,6	25,3	34,7	30,6

6600/2—954 — биотитовый гнейс тетеровской серии; 2095^b — силлиманито-биотитовый гнейс; 2100—494/34 — гранато-биотитовый гнейс подольской серии; 32/1 — биотитовый сланец нижней серии.

Таблица 4
Химический состав гранатов из гранато-биотитовых гнейсов, %

Компонент	Номер образца			
	31 ^a	2100	2092 ^a	2099 ^a
SiO ₂	39,09	39,33	39,47	40,12
TiO ₂	0,07	0,08	0,17	0,11
Al ₂ O ₃	20,85	20,66	20,18	21,36
Fe ₂ O ₃	4,03	1,18	0,02	1,19
FeO	30,04	30,93	29,31	28,41
MnO	1,06	1,09	0,53	0,60
MgO	3,79	5,14	8,03	6,28
CaO	1,26	1,47	1,68	1,33
P ₂ O ₅	0,03	0,10	0,04	0,16
SO ₃	0,12	Не определялось		
H ₂ O	0,03	Не опр.	0,20	Не опр.
П. п. п.	Не опр.	0,17	0,65	0,10
Na ₂ O	» »	0,12	0,10	0,16
K ₂ O	» »	0,20	0,05	0,20
Сумма	100,37	100,47	100,43	100,02
Уд. вес	Не определялось			
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	83,71	78,2	67,70	72,80

31^a, 2100 — гранато-биотитовый гнейс подольской серии;
2092^a, 2099^a — гранато-биотитовый гнейс днестрово-бугской свиты нижней серии.

образца								
2099 ^a	2106	7/9	6/22	494/34	539	2103	2107 ^a	32/1
37,71	36,07	35,07	34,62	36,80	34,16	34,54	34,00	34,20
5,41	1,61	4,75	3,63	4,55	3,33	2,14	1,46	1,64
15,68	19,59	17,40	19,22	16,54	17,58	20,41	21,23	17,38
0,40	1,78	1,29	2,34	1,96	6,31	2,17	2,81	3,01
14,75	16,38	16,09	16,95	12,64	15,52	19,25	18,78	20,24
0,02	0,09	0,03	0,03	0,03	0,04	0,09	0,16	0,09
13,39	11,41	12,84	10,62	13,86	9,43	7,96	8,80	9,75
0,21	0,21	0,28	0,14	0,28	0,28	0,42	0,42	0,21
0,18	0,10	0,16	0,17	0,18	0,16	0,28	0,22	0,66
8,90	9,32	8,26	8,28	9,52	8,42	9,20	9,20	7,39
0,05	—	0,05	0,05	0,05	0,05	0,38	0,04	0,04
Не обнаружено						0,15	0,17	0,23
0,18	0,12	0,03	0,23	0,26	0,19	0,13	0,10	0,22
2,50	3,64	3,55	3,63	3,16	4,37	2,98	3,07	4,42
0,32	0,20	0,85	0,85	0,73	1,10	—	—	0,28
99,70	100,52	100,65	100,76	100,56	100,94	100,10	100,46	99,76
3,037	3,033	3,049	3,150	2,906	3,096	3,191	3,060	
39,00	47,0	43,1	50,2	36,6	55,7	60,00	57,8	57,0
20,8	25,28	23,06	25,39	21,89	23,9	27,21	27,75	23,1
0,63	0,53	0,59	0,48	0,64	0,53	0,52	0,49	0,52
31,3	49,5	35,2	29,3	33,6	29,7	19,6	28,0	7,8

биотитовый гнейс подольской серии; 539 — биотитовый гнейс, гранитизированный, подольской серии; 2103, 2107^a —

БИОТИТО-АМФИБОЛОВЫЕ ГНЕЙСЫ, КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ И АМФИБОЛИТЫ

В западной части Украинского щита биотито-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы и метабазиты распространены более ограниченно по площади, чем биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. Лишь в бассейне Роси амфиболсодержащие метаморфические породы развиты широко. Они залегают в виде ксенолитов среди гранитоидов, реже образуют отдельные пачки мощностью не выше 200—300 м.

Количественно-минеральный состав биотито-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев отдельных гнейсовых серий изменяется в таких пределах (в %):

а) кристаллические сланцы и гнейсы росинской свиты нижней серии: кварц — 0 ÷ 30, плагиоклаз — 46 ÷ 58; амфибол — 12 ÷ 33, биотит — 13 ÷ 20;

б) гнейсы подольской серии: кварц — 4 ÷ 18, плагиоклаз — 33 ÷ 57, амфибол — 1 ÷ 35, биотит — 1 ÷ 19, калишпат — 0 ÷ 28, пироксен — 0 ÷ 17.

Эти данные свидетельствуют о том, что гнейсы и кристаллические сланцы росинской свиты нижней серии характеризуются непостоянным содержанием кварца. Количество темноцветных минералов в них изменяется в небольших пределах, тогда как в гнейсах подольской серии содержание биотита и амфибола весьма непостоянно. Ортоклаз и

Химический состав биотитов из

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1/6	37,00	2,12	16,45	2,01	17,24	0,23	12,20	0,70
911 ^б	38,52	1,97	17,14	2,64	13,00	0,25	13,35	1,03
50/2	34,74	2,73	16,59	2,48	18,97	0,52	10,87	0,28
992	36,30	2,24	17,40	2,26	16,13	0,21	12,22	1,12
900 ^г	38,02	1,45	17,00	1,76	15,23	0,17	13,12	0,82
2032	37,35	2,55	16,06	3,58	15,84	0,14	11,49	0,98
6/23	36,66	1,88	17,74	1,85	13,64	0,04	14,80	0,13
974 ^б	36,98	1,61	18,22	0,77	14,93	0,10	13,99	0,56
634	35,16	2,53	19,92	2,28	17,28	0,14	9,14	0,05
640	34,88	2,64	19,44	0,40	18,57	0,12	10,08	0,20

1/6, 911^б, 50/2—биотито-амфиболовые гнейсы нижней серии, 992, 900^г—метабазиты нижней серии; 2032, 974^б—гнейсы верхней серии.

ромбический пироксен в незначительных количествах встречаются только в гнейсах подольской серии.

Количественно-минеральный состав амфиболитов рассматриваемых серий следующий (в %):

а) амфиболиты росинской свиты нижней серии: амфибол — 40 ÷ 60,5, плагиоклаз — 33 ÷ 44, кварц — 0 ÷ 3, биотит — 0 ÷ 16;

амфиболиты подольской серии: амфибол — 33 ÷ 70; плагиоклаз — 18 ÷ 47, кварц — 0 ÷ 4, биотит — 0 ÷ 8, пироксен — 0 ÷ 34;

амфиболиты тетереvской серии: амфибол — 30 ÷ 60, плагиоклаз — 15 ÷ 55, биотит — 0 ÷ 30, микроклин и реликтовый пироксен до 1. В метаbазитах тетереvской серии отмечен эпидот. Ромбический пироксен часто встречается в метаbазитах днестрово-бугской свиты нижней серии.

Акцессорные минералы биотито-амфиболовых гнейсов и амфиболитов представлены апатитом, сфеном, цирконом, ильменитом, магнетитом, пирротинном.

Метабазиты отдельных серий отличаются между собой по микроструктурам. Диабазовые и порфиоровые структуры характерны для метаbазитов верхней и нижней серий, гранобластовые — для метаbазитов средней серии и реже — для метаbазитов днестрово-бугской свиты нижней серии.

Плагиоклаз биотито-амфиболовых гнейсов представлен исключительно андезином — № 32—35, в амфиболитах основность его повышается — № 40—70.

Биотиты метаbазитов нижней серии несколько отличаются по химическому составу (табл. 5) от одноименных минералов метаbазитов средней серии. Эти различия наиболее существенны в содержаниях железа, магния и глинозема. В целом направленность в изменении состава биотитов рассматриваемых метаморфических пород различных серий такая же, как и в слюдах биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов. Подробнее этот вопрос рассмотрим далее.

Амфиболы гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов представлены обыкновенной роговой обманкой бурого, зеленого и сине-зеленого цвета. Сине-зеленая роговая обманка характерна для метаbазитов кристаллических сланцев тетереvской серии.

Оптические свойства роговой обманки (табл. 6) в описываемых метаморфических породах изменяются в таких пределах: $n_g = 1,696—1,655$; $n_p = 1,667—1,647$; $2V = -68—86^\circ$; $c Ng = 12—17^\circ$. Иногда роговая обманка замещается актинолитом ($n_g = 1,645$; $n_p = 1,625$). Высокое

Таблица 5

БИОТИТО-АМФИБОЛОВЫХ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ, %

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	F	Сумма	Уд. вес	$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$
0,19	8,66	0,03	0,14	3,23	0,25	100,45	2,960	46,8
0,51	8,89	0,20	He опр.	2,70	0,24	100,44	3,00	39,6
0,20	8,68	0,04	0,14	4,07	0,17	100,48	3,00	52,7
0,30	8,20	0,03	0,04	3,53	0,20	100,18	3,34	45,7
0,21	9,13	0,09	0,04	2,88	0,50	100,42	3,00	42,10
0,40	8,80	0,03	0,10	2,64	He обн.	99,96	3,19	48,40
0,87	8,15	0,08	0,20	3,05	0,32	99,41	He опр.	36,60
0,48	8,36	0,23	0,13	3,47	0,10	99,93	3,062	38,7
0,20	9,00	0,01	He опр.	3,84	0,098	99,65	He опр.	54,4
0,25	9,60	0,11	0,07	3,28	0,26	99,90	»	51,6

метабазиты средней серии; 6/23—биотито-амфиболовые сланцы нижней серии; 634, 640—биотито-амфиболовые

Таблица 6

Оптические константы амфиболов, охарактеризованных химическими анализами

Номер образца	n_g	n_p	$-2V$, град	$c N_g$, град	Номер образца	n_g	n_p	$-2V$, град	$c N_g$, град
1/6	1,675	1,654	73	17	26/9	1,684	1,661	57	16
904	1,692	1,667	58	14	14	He определялось		86	14
911 ^б	1,663	1,641	78	16					
900 ^в	1,659	1,636	72	18	58/61	1,655	1,635	He определялось	
28/3	1,668	1,647	57	16	974 ^б	1,660	1,639	75	13
25/2	1,681	1,659	72	16	281	1,672	1,650	87	14
992 ^а	1,660	1,639	73	16	29	1,691	1,667	80	14
2035	1,686	1,664	65	17					
937 ^а	1,676	1,654	70	15	331	1,679	1,654	He определялось	
910	1,684	1,665	70	14	636	1,696	1,675	»	»
900 ^г	1,684	1,661	He определялось		636 ^а	1,699	1,677	78	He опр.
					8/57	1,696	1,675	He опр. » »	

содержание железа установлено в роговых обманках кристаллических сланцев и гнейсов росинской свиты нижней серии, а самое низкое — в амфиболитах метабазитов днестрово-бугской свиты нижней серии.

Для роговых обманок с относительно низкой железистостью характерны зеленовато-бурые, а для железистых — сине-зеленые тона окраски. Намечается прямая зависимость в содержании Na₂O и K₂O, что, очевидно, свидетельствует о высокой чистоте мономинеральных фракций (табл. 7), по которым выполнены химические анализы.

ПИРОКСЕНОВЫЕ ГНЕЙСЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы наиболее распространены в Побужье (днестрово-бугская свита); подчиненное значение они имеют в составе подольской серии и редко встречаются в росинской свите нижней серии.

Количественно-минеральный состав их такой (в %): пироксен — 12 ÷ 33, плагиоклаз — 39 ÷ 67, биотит — 0 ÷ 15, кварц — 0 ÷ 35, калишпат — 0 ÷ 10, амфибол — 0 ÷ 8.

В пироксеновых сланцах иногда сохраняется габбровая и диабазовая структура, что свидетельствует о первично-магматической природе

Химический состав амфиболов из биотито-амфиболовых гнейсов,

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Росинская свита							
Кристаллические							
1/6	45,43	1,41	8,36	4,59	13,79	0,46	10,64
904	43,29	1,14	9,90	5,76	13,39	0,37	10,41
Гнейсы							
911 ^б	48,12	0,74	7,15	3,34	8,78	0,26	15,98
900 ^а	48,87	0,38	6,46	3,46	8,49	0,27	16,44
Амфиболиты							
28/3	42,95	1,29	10,51	5,72	10,61	0,32	12,07
25/2	45,20	0,84	9,49	4,50	13,21	0,40	11,04
992 ^а	51,08	0,32	6,10	2,79	7,41	0,15	17,25
2035	44,02	1,60	9,88	4,89	11,95	0,41	12,12
937 ^а	43,80	1,23	10,75	5,22	9,77	0,28	13,31
910	42,69	1,13	12,36	4,46	11,70	0,34	11,06
900 ^г	43,70	1,04	9,83	5,37	12,67	0,29	11,11
26/5	43,20	1,20	10,02	6,30	10,34	0,29	12,04
26/9	43,5	1,17	9,95	5,00	10,62	0,31	12,21
Подольская серия,							
14	48,98	0,44	6,12	3,97	8,25	0,30	16,28
58/61	47,92	0,25	9,06	2,02	5,82	0,10	18,27
974 ^б	52,20	0,31	4,90	0,60	10,91	0,22	15,96
Днестрово-бугская							
281	43,23	0,91	13,38	2,67	7,18	0,07	16,09
29	40,32	2,18	13,27	4,77	10,44	0,06	12,69
331	40,56	1,40	16,66	2,53	6,23	0,04	15,80
Гранодиориты							
636	40,74	2,19	9,14	6,56	15,66	0,45	9,34
636 ^а	41,10	1,87	8,92	6,74	15,52	0,20	9,45
8/57	41,38	1,28	9,02	6,73	14,79	0,43	10,02

* Анализы из работы И. Б. Щербакова (1966).

этих пород. В гнейсах обычно пироксен представлен гиперстеном, а в кристаллических сланцах наряду с гиперстеном встречается и моноклинный пироксен. По пироксену и плагиоклазу развивается зеленовато-бурая роговая обманка. Новообразования роговой обманки более крупные по сравнению с пироксеном и плагиоклазом, которые она замещает. Чаще же пироксен замещается биотитом. Основность плагиоклаза пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев довольно высокая. В гнейсах днестрово-бугской свиты он представлен андезин-лабрадором, в кристаллических сланцах подольской серии — андезином. Основность плагиоклаза существенно понижается в гранитизированных разностях кристаллических сланцев и гнейсов.

Биотит отмечен в пироксеновых гнейсах и кристаллических сланцах днестрово-бугской свиты и подольской серии. Количество его заметно увеличивается в гранитизированных разностях гнейсов и кристаллических сланцев. Характерны красно-бурые тона окраски и низкое светопреломление ($n_x = 1,631 - 1,647$). Отличительной особенностью биотита является высокое содержание в нем титана (табл. 8).

Таблица 7

кристаллических сланцев, амфиболитов и гранодиоритов, %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	F	Сумма	Уд. вес
нижней серии								
сланцы								
11,15	0,95	0,46	0,10	0,40	2,36	He опр.	100,10	3,197
11,73	1,03	0,86	0,17	0,04	1,93	» »	100,02	3,278
12,01	0,69	0,36	0,16	0,05	2,39	» »	100,03	3,180
12,07	0,66	0,47	0,16	0,04	2,22	0,24	100,23	He опр.
11,94	1,53	0,92	0,14	0,33	2,05	He опр.	100,38	3,191
11,42	1,02	0,58	0,06	0,10	2,22	» »	100,08	He опр.
12,20	0,68	0,48	0,10	0,60	1,48	» »	100,64	3,160
11,65	1,15	0,80	He опр.		1,55	» »	100,02	3,210
12,00	1,06	0,93	0,11	0,08	1,75	0,22	100,51	3,175
12,48	1,02	1,01	0,18	He опр.	1,87	0,25	100,55	3,195
11,66	1,11	0,88	0,17	0,04	2,03	0,22	100,12	3,245
12,06	1,51	0,95	0,06	0,14	2,13	He опр.	100,24	He опр.
11,92	1,75	0,91	0,05	0,15	1,85	» »	99,41	» »
амфиболиты								
12,57	0,56	0,38	0,02	0,12	1,82	He опр.	99,81	» »
12,50	1,26	1,20	0,11	0,24	1,64	» »	100,39	3,109
12,14	0,61	0,17	0,09	0,08	2,09	» »	100,28	3,164
свита, метабазиты*								
11,97	2,00	0,55	0,11	0,04	1,32	He опр.	99,52	3,202
12,69	1,78	0,55	—	0,18	1,75	» »	100,68	3,243
12,80	2,31	0,64	0,11	0,02	1,27	» »	100,37	He опр.
11,59	1,30	1,10	0,03	0,16	1,74	He опр.	100,0	3,380
11,87	1,48	1,04	0,05	0,07	1,36	» »	99,67	3,370
12,00	0,90	1,06	0,16	0,22	2,10	» »	100,09	3,291

Роговая обманка представлена двумя разновидностями — зеленова-то-бурой и сине-зеленой. Для первой характерно повышенное содержание TiO₂ (Ярошук, 1966). Обе разновидности роговых обманок часто можно наблюдать в одном шлифе. Особенности химического состава пироксеновых гнейсов рассмотрены далее.

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ГНЕЙСЫ (ГРАНУЛИТЫ)

Своеобразные лейкократовые породы вскрыты скважинами в верховьях р. Юж. Буга. По составу они близки к саксонским гранулитам, но более мелкозернисты. Макроскопически — это лейкократовые породы массивного или слабосланцеватого сложения, микроструктура их — гранолепидобластная. Залегают они среди вмещающих биотитовых гнейсов и биотито-гранатовых мигматитов бердичевского комплекса в виде согласных полос, мощность которых не превышает 200 м. По простиранию полосы лейкократовых гнейсов прослеживаются не более 3 км. Но чаще всего они образуют согласные тела линзовидной формы, незна-

Таблица 8

Химический состав биотитов из пироксеновых гнейсов, %

Компонент	Номер образца		
	991	535	17/60
SiO ₂	36,74	36,20	37,06
TiO ₂	5,81	5,28	4,69
Al ₂ O ₃	16,95	16,58	14,99
Fe ₂ O ₃	2,82	0,62	1,47
FeO	13,67	13,29	14,63
MnO	0,03	0,05	0,04
MgO	10,89	14,07	13,57
CaO	0,42	0,42	0,70
Na ₂ O	0,30	0,87	0,40
K ₂ O	9,14	9,57	8,44
P ₂ O ₅	0,05	0,08	Не опр.
H ₂ O	0,19	0,10	0,28
П. п. п.	2,68	3,13	3,28
F	0,38	0,25	0,30
Сумма	100,07	100,51	99,85
Fe			
$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	45,7	35,6	39,6
Al			
$\frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si} \cdot 100\%$	23,2	22,2	20,0
Na + K			
$\frac{Na+K}{Al}$	0,61	0,71	0,65
K			
$\frac{K}{Na}$	19,4	7,3	16,5
Уд. вес		3,026	3,07

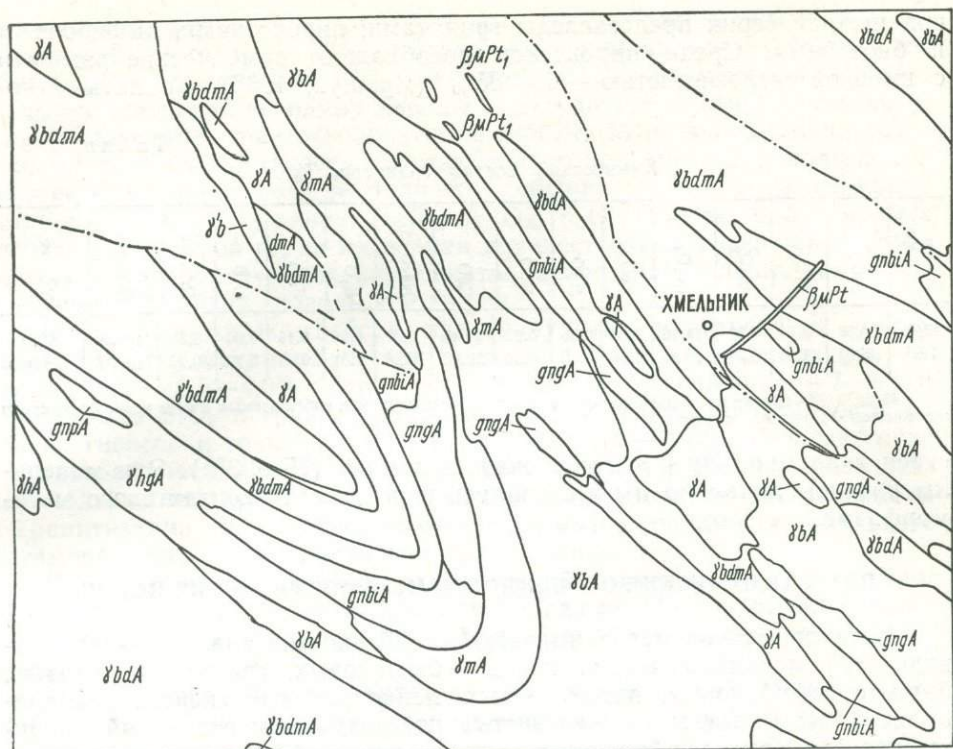
991 — пироксеновые гнейсы днестрово-бугской свиты нижней серии;
535, 17/60 — пироксеновые гнейсы подольской серии.

чительные по размерам, постепенно сменяющиеся биотитовыми гнейсами (рис. 4). Лейкократовые гнейсы входят в состав подольской серии.

Количественно-минеральный состав их постоянен (в %): плагиоклаз — 32 ÷ 40, микроклин — 36 ÷ 41, кварц — 22 ÷ 43, гранат, биотит, мусковит — 0 ÷ 5. Основность плагиоклаза обычно отвечает № 15—20, отчетливо проявлены двойники, закон двойникования альбитовый. Калиевый полевой шпат представлен микроклином с четкой решетчатой структурой; в нем, как правило, изобилуют вроски альбита. Биотит отличается буровато-зелеными тонами окраски и низким светопределением — $n_g = 1,633—1,640$. Гранат розовато-бурого цвета, отмечен в штуде в виде зерен неправильной формы. Судя по светопределению ($n = 1,795$), он представлен железистым альмандином с незначительным содержанием пиропового компонента. Из вторичных минералов встречаются мусковит и хлорит. Рассматриваемая порода отличается от обычных гнейсов специфическими петрохимическими особенностями.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Метаморфизованные карбонатные породы встречаются в тетеревской и подольской сериях. Стратиграфическая принадлежность кристаллических известняков, вскрытых в бассейне р. Роси, пока однозначно не доказана. В настоящее время установлено лишь, что кристаллические известняки бассейнов Тетерева и Роси тесно ассоциируют с метабазиитами; те и другие скарнируются гранитами Кировоградско-житомирско-



βμPt₁ 1 δmA 2 δA 3 δhA 4 δbdmA 5 δhgA 6 δbdmA 7 δbdA 8 δbA 9 gngA 10 gnbiA 11 gnPA 12 13

Рис. 4. Схематическая структурно-петрографическая карта:

1 — диабазы и габбро-диабазы; 2 — мигматиты биотитовые розовые и розовато-серые; 3 — граниты биотитовые розовые и розовато-серые аплитно-пегматоидные; 4 — чарнокиты (пироксеновые граниты); 5 — мигматиты гранато-биотитовые розовато-серые; 6 — граниты пироксено-гранато-биотитовые; 7 — мигматиты биотито-гранатовые; 8 — граниты серые биотито-гранатовые (чудново-бердичевские); 9 — граниты гранато-биотитовые; 10 — гранулиты (гнейсы лейкократовые); 11 — гнейсы биотитовые и гранато-биотитовые; 12 — гнейсы пироксено-биотитовые; 13 — тектонические нарушения.

го комплекса. Минеральный состав карбонатных пород этих двух районов совершенно одинаков. В них, в отличие от кристаллических известняков подольской серии, не встречен волластонит, но часто наблюдаются оливин и роговая обманка.

Минеральный состав метаморфических карбонатных пород подольской серии следующий (в %): кальцит, доломит — 3 ÷ 40, скаполит — 1 ÷ 53, волластонит — 2 ÷ 15, диопсид — 14 ÷ 46, плагиоклаз — 9 ÷ 14, кварц — 1 ÷ 14, сфен — 1 ÷ 4.

В составе метаморфических карбонатных пород тетереvской серии силикаты имеют второстепенное значение; часто они представлены чистыми доломитами и кальцитовыми мраморами.

Минеральный состав их изменяется в таких пределах (в %): кальцит, доломит — 15 ÷ 97, скаполит — 0 ÷ 15, диопсид — 1 ÷ 10, роговая обманка — 3 ÷ 15, биотит — 1 ÷ 3, плагиоклаз — 4 ÷ 20, кварц — до 5, гранат — до 3, сфен, эпидот, рудный — до 10, оливин — до 9. Кроме того, часто содержится микроклин в количестве от единичных зерен до 20%. Иногда в сильно измененных карбонатных породах (Щербак, 1961) встречается андрадит (табл. 9).

Кроме отмеченных кристаллических пород, в состав нижней серии входят железисто-кремнистые породы и ультрабазиты, характеристика которых приведена во многих работах (Грицков, 1959; Рудницкий, 1961, Ярошук, 1966). Силикатные минералы железисто-кремнистых по-

род нижней серии представлены гранатами, пироксенами, амфиболами и биотитами. Среди пироксенов преобладают ромбические разновидности с высокой железистостью — 60—85% (Ярошук, 1966). Гранаты отно-

Таблица 9

Химический состав гранатов, %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сумма	Уд. вес
45/61	36,07	0,62	7,97	19,46	2,58	0,35	0,69	31,42	0,37	0,26	0,15	0,03	0,39	100,36	3,721
119 ^a	36,07	1,20	8,62	18,14	3,00	0,30	0,50	30,86	0,20	0,31	0,04	0,15	0,77	100,15	Не опр.

45/61, 119^a—гранат из гранато-пироксено-плаггиоклазовых пород, наблюдаемых в виде ксенолитов среди монзонитов Букинского плутона.

сятся к алмадину с высокой железистостью (75—93%). Эти минералы развиты локально и образовались в результате контактового метаморфизма.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Остановимся на петрохимических особенностях главнейших разновидностей метаморфических пород — биотитовых, гранато-биотитовых, биотито-амфиболовых, пироксеновых, лейкократовых гнейсов и амфиболитов. Карбонатные и железистые породы, седиментогенный характер которых признает большинство исследователей, не рассматриваются. В табл. 10 приведены крайние значения количественных содержаний пороодообразующих компонентов главнейших разновидностей мета-

Пределы количественных содержаний главных

Порода, свита, серия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Гранато-биотитовые гнейсы подольской серии	66,60—	0,34—	12,17—	0,30—	5,56—
	69,13	0,45	17,36	1,32	6,11
Биотитовые гнейсы подольской серии	62,74—	0,30—	12,03—	1,09—	2,78—
	73,13	0,51	18,84	1,32	4,67
Лейкократовые гнейсы (гранулиты) подольской серии	73,4—	0,15—	14,93—	Нет	0,59—
	74,52	0,16	15,12	свед.	1,25
Биотитовые гнейсы тетеревской серии	59,32—	0,39—	14,70—	1,35—	2,15—
	68,57	1,54	15,88	1,95	6,15
Пироксеновые гнейсы днестрово-бугской свиты нижней серии	50,97—	1,21—	14,52—	1,03—	9,64—
	56,07	1,30	16,04	1,46	13,46
Пироксеновые кристаллические сланцы подольской серии	44,2—	0,80—	13,50—	1,36—	10,15—
	48,27	1,53	13,72	3,10	14,73
Пироксеновые кристаллические сланцы днестрово-бугской свиты нижней серии	46,44—	1,16—	12,31—	2,50—	2,60—
	47,8	1,45	13,42	4,50	13,58
Биотито-амфиболовые гнейсы подольской серии	50,65—	0,63—	14,97—	1,56—	5,59—
	55,66	0,80	18,72	2,57	6,01
Амфиболиты днестрово-бугской свиты нижней серии	44,98—	0,79—	15,62—	4,84—	2,69—
	47,92	0,82	16,34	5,09	7,06
Амфиболиты подольской серии	46,72—	0,68—	11,57—	2,50—	6,71—
	49,78	1,16	13,72	5,58	10,64
Амфиболиты росинской свиты нижней серии	47,94—	0,32—	17,68—	1,45—	6,89—
	49,95	1,03	17,89	3,23	7,54
Амфиболиты тетеревской серии	50,66—	0,60—	17,62—	3,37—	2,65—
	54,22	0,95	19,73	5,35	5,56

морфических пород. Гранато-биотитовые гнейсы подольской серии характеризуются относительно выдержанным химическим составом, что обусловлено постоянством их количественно-минерального состава. Надо полагать, что исходные породы, в результате метаморфизма которых образовались гранато-биотитовые гнейсы, были сравнительно однородного состава. Химический состав биотитовых гнейсов подольской и тетеревской серий менее постоянен. Особенно значительные вариации установлены в содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O . Причем в биотитовых гнейсах тетеревской серии колебания количественных содержаний отмеченных породообразующих компонентов менее значительны, чем в одноименных породах подольской серии.

В лейкократовых гнейсах или гранулитах, в отличие от других разновидностей метаморфических пород, в равных количествах отмечены щелочи — 3,5—4,0% (при суммарном их содержании — 7—8%). Содержание SiO_2 в гранулитах выше, чем в любой разновидности не только гнейсов и гранитов, но и пегматитов, 73—74,5%. Геологические и петрографические исследования свидетельствуют о том, что повышенные содержания кремнезема связаны не с процессами метаморфизма и гранитизации, а с первичными исходными породами, в результате метаморфизма которых образовались гранулиты.

Пироксеновые гнейсы по сравнению с биотитовыми и гранато-биотитовыми являются более основными породами. По содержанию главных породообразующих окислов они приближаются к спилитам (Добрецов, 1970).

Пироксеновые кристаллические сланцы подольской серии и днепровско-бугской свиты нижней серии близки между собой по химическому составу и в этом отношении сопоставимы с метадиабазами (Соболев, 1970) с той лишь разницей, что кристаллические сланцы, в отличие от метадиабазов, содержат несколько больше CaO и меньше SiO_2 .

Таблица 10

компонентов в метаморфических породах, %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Количество анализов
0,03—	2,26—	3,64—	3,11—	0,43—	0,06—	0,11—	0,47—	15
0,11	2,78	5,04	3,18	0,97	0,17	0,18	1,50	
0,02—	1,91—	2,19—	3,00—	1,74—	0,18—	0,20—	0,11—	12
0,05	3,57	2,51	3,64	3,04	0,60	0,28	1,38	
Сл.—	0,50—	1,35—	3,52—	3,50—	0,04—	Нет	0,34—	4
0,017	0,61	1,57	4,00	4,00	0,13	свед.	0,47	
0,02—	2,52—	1,82—	0,99—	2,55—	0,17—	0,17—	1,90—	11
0,04	4,30	3,99	3,74	3,96	0,26	0,28	2,02	
0,10—	5,14—	7,63—	1,37—	0,11—	0,24—	0,02—	0,71—	4
0,21	6,98	8,76	1,43	0,40	0,30	0,14	0,93	
0,15—	7,46—	11,4—	1,11—	0,10—	0,06—	0,05—	0,60—	5
0,20	10,42	11,9	2,89	0,60	0,17	0,10	0,78	
0,19—	6,00—	10,78—	1,90—	0,45—	0,09—	0,05—	0,07—	3
0,21	6,70	11,27	3,06	0,53	0,11	0,10	0,29	
0,06—	5,01—	5,84—	2,24—	2,00—	0,24—	0,15—	1,40—	5
0,14	7,45	6,30	2,53	4,75	0,38	0,34	3,81	
Нет	7,36—	6,81—	0,24—	0,68—	0,08—	0,50—	1,70—	6
свед.	7,53	10,74	2,57	1,65	0,12	4,80	8,92	
0,07—	12,16—	6,24—	0,77—	0,07—	0,07—	0,08—	1,08—	3
0,23	14,49	10,78	1,38	1,14	0,38	0,23	1,94	
0,16—	4,79—	8,78—	3,70—	0,15—	0,84—	0,29—	0,95—	4
0,20	6,21	8,79	3,80	1,68	1,09	0,37	2,56	
0,04—	4,94—	7,31—	1,90—	0,71—	0,25—	0,20—	0,85—	8
0 09	8,88	9,67	2,77	1,90	0,40	0,33	1,43	

Это обусловлено повышенной основностью плагиоклазов пироксеновых кристаллических сланцев.

Химический состав биотито-амфиболовых гнейсов и амфиболитов очень непостоянен, что обусловлено переменным количественно-минеральным составом этих пород. Лишь химический состав амфиболитов

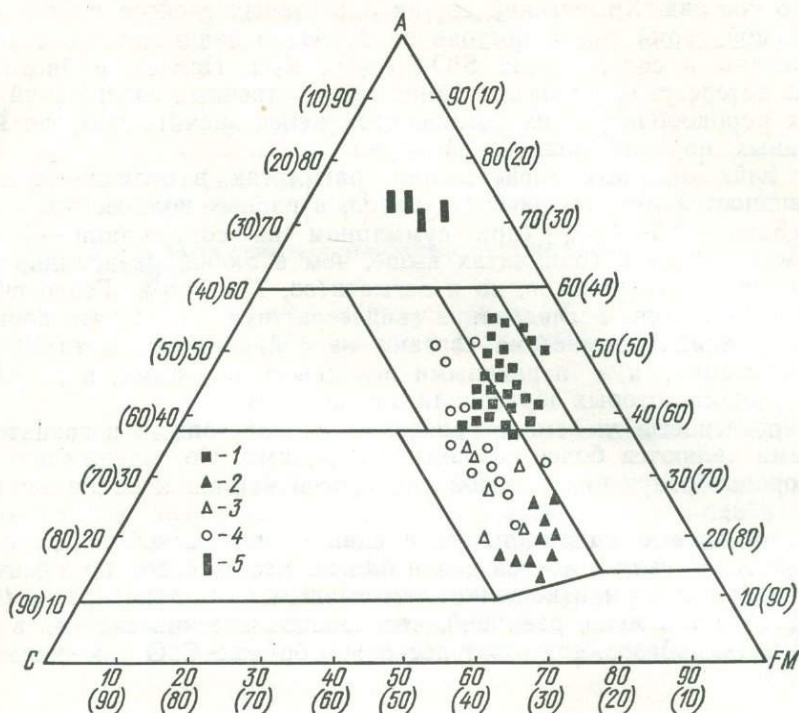


Рис. 5. Диаграмма химических анализов метаморфических пород, пересчитанных на химические коэффициенты Н. П. Семененко (1963): 1 — биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — биотито-амфиболовые гнейсы; 4 — пироксеновые гнейсы. 5 — гранулиты.

нижней серии более или менее сходен со средним химическим составом ортоамфиболитов (Лападю-Арг, 1950). Средние химические составы пара- и ортоамфиболитов очень близки между собой (Лападю-Арг, 1950; Свиридов, 1967). Видимо, для того, чтобы отличить эти породы, необходимо применять какие-то другие критерии. В. А. Хильтова и А. А. Савельев (1969) предлагают разделять амфиболиты на орто- и параморфиты по аксессуарному циркону. По их данным, в ортоамфиболитах вообще нет циркона или он встречается в виде единичных зерен; в параамфиболитах циркон содержится всегда. В амфиболитах всех метаморфических серий западной части Украинского щита встречается циркон, но это не свидетельствует о том, что все они относятся к параморфитам. Наличие однородных, сравнительно крупных кристаллов циркона в амфиболитах нижней серии свидетельствует о принадлежности их к ортопородам. В амфиболитах подольской и частично тетеревской серий часто отмечено несколько разновидностей цирконов, отличающихся между собой по цвету и габитусу, что может быть доказательством осадочного происхождения этих пород.

Силикатные анализы метаморфических пород пересчитаны на химические коэффициенты Н. П. Семененко (1963) и «числа» П. Ниггли (Четвериков, 1956). На основании полученных числовых значений химических коэффициентов F , A , M , C , FM в западной части Украинского щита выделяются два изохимических ряда пород: алюмосиликатный и

щелочноземельно-глиноземистый. Из рассмотрения исключены железисто-кремнистые, карбонатные породы и ультрабазиты, развитые локально.

К алюмосиликатному ряду относятся биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. Значения химических коэффициентов для этих пород из разных районов западной части Украинского щита сходны: $F = 20-24$; $A = 36-55$; $M = 15-25$; $C = 8-26$; $FM = 37-47$. На тройной диаграмме ($A - FM - C$) химические анализы биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов занимают два поля (рис. 5). Как отмечает Н. П. Семенов (1963), «эти поля в значительной мере перекрываются и по химическому составу не могут быть четко выделены алюмосиликатные орто- и паропороды». Более определенно вопрос о седиментогенном характере биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов решается при пересчете химических анализов этих пород по методу «чисел» П. Ниггли. На развертке тетраэдра Ниггли биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы попадают в поле глинистых осадков.

К щелочноземельно-глиноземистому ряду относятся биотито-амфиболовые, пироксеновые гнейсы и амфиболиты. Биотито-амфиболовые гнейсы и амфиболиты сгруппированы в поле щелочноземельно-глиноземистых пород орторяда. Анализы пироксеновых гнейсов подольской серии попадают в поле алюмосиликатных пород. Значения химических коэффициентов для амфиболитов изменяются в таких пределах: $F = 15 \div 23$; $A = 15 \div 25$; $M = 24,5 \div 40$; $C = 15 \div 30$; $FM = 41 \div 63$. На развертке тетраэдра Ниггли амфиболиты в большинстве случаев попадают в поле изверженных пород. Таким образом, петрохимические данные свидетельствуют о том, что исходным материалом для кристаллических пород гнейсовых серий были как осадочные (биотитовые, гранато-биотитовые гнейсы), так и магматические (пироксеновые гнейсы, амфиболиты) образования. Следует отметить, что не всегда можно только на основании петрохимических данных однозначно отнести породы к пара- или ортогнейсам.

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАК КРИТЕРИЙ СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Мы привели краткую минералого-петрографическую характеристику гнейсов, кристаллических сланцев и метабазитов западной части Украинского щита с той целью, чтобы определить фаціальную принадлежность (или степень метаморфизма) кристаллических пород каждой гнейсовой серии. Как известно, при отнесении метаморфических пород к той или иной фации метаморфизма определяющими являются два критерия: парагенетическая ассоциация минералов и особенности химического состава породообразующих минералов. Решающее значение имеет последний критерий, так как одни и те же минеральные ассоциации встречаются в метаморфических породах различных фаций метаморфизма. В частности, среди метаморфических пород западной части Украинского щита такими «сквозными» минералами являются гранат и биотит. Эти минералы характерны главным образом для биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, по всем данным представляющих собой метапелиты. Гранаты и биотиты этих пород, принадлежащих различным гнейсовым сериям, существенно отличаются между собой по химическому составу. Так, гранаты метаморфических пород днестрово-бугской свиты содержат пиропа больше, чем гранаты метаморфических пород подольской серии (табл. 11).

А. А. Маракушев (1970) на основании особенностей химического состава альмандина, ассоциирующего с кордиеритом, выделяет несколько минеральных фаций регионального метаморфизма, дав им название по конкретным метаморфическим комплексам. Гранаты гнейсов

днестрово-бугской свиты и подольской серии также ассоциирует с кордиеритом и силлиманитом. Состав граната метаморфических пород днестрово-бугской свиты соответствует составу одноименного минерала алданского комплекса ($FGr = 65-75$), а состав граната гнейсов подольской серии — таковому ханкайского комплекса ($FGr = 75-80$). Метаморфизм пород первого метаморфического комплекса, по данным А. А. Маракушева, происходил при давлении 9—8, второго — 8—7 кбар.

Таблица 11

Компонентный состав гранатов, %

Номер образца	Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссулярь	Андрадит
2100	18,0	75,0	2,1	4,0	1,0
31 ^a	14,5	79,5	2,5	Нет	3,5
2092 ^a	26,5	68,5	0,9	4,0	Нет
2099 ^a	22,8	72,0	1,2	3,0	1,0

2100, 31^a — гранат из гранато-биотитовых гнейсов подольской серии; 2092^a, 2099^a — гранат из гранато-биотитовых гнейсов днестрово-бугской свиты.

В соответствии с последней схемой фаций метаморфизма, предложенной В. С. Соболевым (1970), эти величины отвечают фациям метаморфизма среднего давления.

Вторым «сквозным» минералом является биотит, состав которого изменяется в зависимости от физико-химических условий метаморфизма пород. Наиболее полно особенности химического состава метаморфического биотита рассмотрены в работах И. С. Усенко и др. (1972), Е. Н. Ушаковой (1970). По данным Е. Н. Ушаковой, биотиты метаморфических пород можно разделить на несколько парагенетических типов, отличающихся между собой содержанием алюминия, титана и других элементов.

В табл. 12 приведены кристаллохимические формулы биотитов метаморфических пород изученного региона. Если сравнить эти данные со средним составом биотитов главных парагенетических групп Е. Н. Ушаковой, нетрудно заметить, что самое низкое суммарное содержание алюминия ($Al^{IV} + Al^{VI} = 1,35 - 1,54 *$) характерно для биотитов пироксеновых гнейсов. В такие же пределы (1,35—1,45), по данным Е. Н. Ушаковой (1970), укладываются величины суммарного алюминия в биотитах из пород гранулитовой фации метаморфизма. Намечается общая тенденция увеличения Al^{VI} от биотитов пироксеновых и гранато-биотитовых гнейсов подольской серии к биотитовым гнейсам тетеревской серии, что связано с понижением температуры метаморфизма (Ушакова, 1970; Щербаков, 1965; Великославинский, 1965; Mason, 1962). Характерно увеличение в биотите гранитизированных гнейсов, по сравнению с неизменными разностями, суммарного содержания алюминия и Al^{VI} (обр. 539). Еще более высокое содержание Al^{VI} в биотитах автохтонных гранитов бердичевского комплекса (см. гл. VI).

В отношении содержания титана наблюдается обратная картина. Самые высокие количества его характерны для биотитов пироксеновых и гранато-биотитовых гнейсов, а самые низкие — для слюд из биотитовых гнейсов тетеревской серии.

Содержание конституционной воды в биотитах не находится в прямой зависимости от степени метаморфизма пород. Возможно, это обусловлено недостаточной точностью химических анализов. То же самое

* Содержания даны в коэффициентах кристаллохимических формул, рассчитанных на 12 ионов (O + F).

Кристаллохимические формулы биотитов

Номер образца	K	Na	Ca	Σ	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Al ^{VI}	Σ	Si	Al ^{IV}	Σ	ΣAl	OH	F
Пироксеновые гнейсы днестрово-бугской свиты нижней серии																	
535	0,92	0,12	0,03	1,07	1,59	0,00	0,84	0,04	0,30	0,23	3,00	2,75	1,25	4,00	1,48	1,22	0,06
17/60	0,82	0,06	0,06	0,94	1,54	0,00	0,93	0,08	0,27	0,18	3,00	2,83	1,17	4,00	1,35	1,30	0,07
991 ^б	0,90	0,04	0,03	0,97	1,25	0,00	0,88	0,16	0,34	0,37	3,00	2,83	1,17	4,00	1,54	0,87	0,09
Гранато-биотитовые гнейсы подольской серии																	
2100	0,82	0,03	0,01	0,86	1,62	0,00	0,87	0,09	0,15	0,27	3,00	2,78	1,22	4,00	1,46	1,67	0,02
2099 ^а	0,86	0,03	0,02	0,91	1,50	0,00	0,93	0,02	0,31	0,24	3,00	2,85	1,15	4,00	1,39	1,26	0,08
7/9	0,80	0,02	0,02	0,84	1,44	0,00	1,02	0,07	0,27	0,20	3,00	2,65	1,35	4,00	1,55	1,48	0,20
494/34	0,92	0,02	0,03	0,97	1,57	0,00	0,80	0,11	0,26	0,26	3,00	2,78	1,22	4,00	1,48	1,17	0,17
Гранитизированные гранато-биотитовые гнейсы подольской серии																	
539	0,84	0,02	0,02	0,88	1,10	0,00	1,02	0,37	0,20	0,31	3,00	2,68	1,32	4,00	1,63	1,73	0,27
Биотитовые сланцы росинской свиты нижней серии																	
32/1	0,74	0,10	0,02	0,86	1,13	0,00	1,32	0,18	0,10	0,27	3,00	2,67	1,33	4,00	1,60	1,73	0,07
Биотитовые гнейсы тетеревской серии																	
2101	0,91	0,02	0,01	0,94	1,12	0,00	1,30	0,07	0,16	0,34	3,00	2,79	1,21	4,00	1,55	1,50	0,03
2008	0,91	0,04	0,03	0,98	1,16	0,00	1,12	0,11	0,13	0,47	3,00	2,71	1,29	4,00	1,76	1,37	0,19
954	0,95	0,04	0,02	1,01	1,10	0,00	1,17	0,15	0,15	0,42	3,00	2,73	1,27	4,00	1,69	1,18	0,15
6660/2	0,95	0,04	0,02	1,01	1,23	0,01	0,99	0,13	0,15	0,49	3,00	2,71	1,29	4,00	1,78	1,29	0,06
6660/1	0,84	0,01	0,02	0,87	1,23	0,02	1,02	0,16	0,19	0,38	3,00	2,69	1,31	4,00	1,69	0,50	0,03
Амфиболиты подольской серии																	
974 ^б	0,80	0,07	0,04	0,91	1,56	0,01	0,93	0,04	0,09	0,37	3,00	2,77	1,23	4,00	1,60	1,67	0,02
Биотито-амфиболовые гнейсы росинской свиты																	
1/6	0,84	0,03	0,06	0,93	1,38	0,00	1,09	0,11	0,14	0,28	3,00	2,81	1,19	4,00	1,47	1,51	0,06
911 ^б	0,85	0,07	0,08	1,00	1,49	0,01	0,81	0,15	0,11	0,43	3,00	2,91	1,09	4,00	1,52	1,19	0,06
50/2	0,85	0,03	0,02	0,90	1,25	0,03	1,22	0,14	0,16	0,20	3,00	2,69	1,31	4,00	1,51	1,69	0,04
Амфиболиты росинской свиты																	
900 ^г	0,88	0,03	0,07	0,98	1,47	0,01	0,96	0,10	0,08	0,38	3,00	2,87	1,13	4,00	1,51		
992	0,79	0,04	0,18	0,92	1,38	0,01	1,03	0,13	0,13	0,32	3,00	2,76	1,24	4,00	1,56	0,48	0,05
Биотито-амфиболовые сланцы росинской свиты																	
6/23	0,77	0,02	0,11	0,89	1,64	0,00	0,85	0,10	0,11	0,30	3,00	2,74	1,26	4,00	1,56	1,32	0,12

касается и количественных содержаний фтора. Но намечается общая тенденция заметного увеличения содержания фтора в слюдах гранитов по сравнению с биотитами гнейсов и кристаллических сланцев.

Амфиболы, в отличие от биотитов, встречаются только в биотито-амфиболовых гнейсах и метабазитах. Благодаря тому что амфиболосодержащие породы наблюдаются во всех районах западной части Украинского щита, можно сопоставить составы амфиболов из метаморфических пород различных гнейсовых серий. Это сопоставление выполнено путем пересчета химических составов минералов на кристаллохимические формулы, что дает возможность сравнивать количество отдельных элементов не только по сумме, но и по координационным группам.

Как известно, метаморфические амфиболы образуются в широких интервалах температур и давлений. Особенно это касается кальцийсо-

державших амфиболов, преимущественно развитых в метаморфических породах западной части Украинского щита. Особенности состава амфиболов для установления термодинамических условий формирования и фациальной принадлежности метаморфических пород используют многие исследователи (Соболев, Костюк, 1965; Лутц, 1964; Закруткин, 1961; Щербаков, 1966; Перчук, 1966). Мы располагаем 22 химическими анализами амфиболов, выделенных из метаморфических пород трех серий. Все амфиболы относятся к обыкновенной роговой обманке с довольно постоянным содержанием CaO, измеряющимся в пределах 11,15—12,8% (см. табл. 7).

Таблица 13

Кристаллохимические формулы амфиболов

Номер образца	Si	Ti	ΣAl^{IV+VI}	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	F	$\frac{Fe + Mg}{X} \times 100 \%$
Кристаллические сланцы росинской свиты нижней серии															
1/6	6,75	0,16	1,46	1,25	0,21	0,51	1,71	0,06	2,35	1,77	0,27	0,09	1,44	He обн.	49,13
904	6,46	0,13	1,74	1,54	0,20	0,65	1,67	0,04	2,31	1,88	0,30	0,17	2,00	0,04	50,48
Гнейсы росинской свиты															
911 ^b	6,88	0,08	1,20	1,12	0,08	0,36	1,05	0,03	3,40	1,84	0,13	0,07	1,66	0,02	29,79
900 ^b	6,97	0,04	1,09	1,03	0,06	0,37	1,01	0,03	3,43	1,84	0,18	0,09	1,57	0,11	28,80
Амфиболиты росинской свиты															
28/3	6,37	0,14	1,84	1,63	0,21	0,64	1,31	0,04	2,26	1,90	0,44	0,17	1,60	He обн.	42,75
992 ^a	7,17	0,03	1,01	0,83	0,18	0,29	0,87	0,02	3,61	1,84	0,19	0,09	2,34	»	24,65
937 ^a	6,36	0,14	1,84	1,64	0,20	0,57	1,18	0,03	2,88	1,87	0,30	0,17	2,00	»	38,32
2035	6,43	0,18	1,70	1,57	0,13	0,54	1,46	0,05	2,64	1,82	0,32	0,15	2,43	»	43,63
910	6,33	0,12	2,16	1,67	0,49	0,50	1,45	0,04	2,44	1,98	0,29	0,19	1,80	0,12	44,98
900 ^г	6,50	0,11	1,72	1,50	0,22	0,60	1,57	0,04	2,46	1,86	0,32	0,17	1,50	0,10	47,23
26/5	6,42	0,14	1,75	1,58	0,17	0,70	1,28	0,04	2,67	1,92	0,44	0,18	1,51	He обн.	43,16
25/2	6,67	0,09	1,65	1,33	0,32	0,50	1,62	0,05	2,42	1,80	0,29	0,11	1,53	»	47,31
26/9	6,49	0,13	1,75	1,51	0,24	0,56	1,32	0,04	2,71	1,90	0,50	0,17	1,98	»	41,51
Амфиболиты подольской серии															
14	7,00	0,05	1,03	1,00	0,03	0,43	0,98	0,04	3,47	1,93	0,13	0,07	2,00	He обн.	29,49
58/61	6,74	0,03	1,50	1,26	0,24	0,21	0,68	0,01	3,83	1,88	0,34	0,21	2,00	»	19,11
974 ^b	7,40	0,03	0,82	0,60	0,22	0,06	1,29	0,03	3,37	1,84	0,17	0,03	1,32	»	29,16
Метабазиты днестрово-бугской свиты															
281	6,13	0,10	2,23	1,87	0,36	0,28	0,85	0,01	3,40	1,82	0,55	0,10	2,00	He обн.	25,14
29	5,90	0,24	2,29	2,10	0,19	0,53	1,27	0,01	2,76	1,99	0,50	0,10	2,00	»	39,54
331	5,74	0,15	2,78	2,26	0,52	0,27	0,73	He опр.	3,33	1,94	0,63	0,12	2,00	»	23,29
Гранодиориты															
636	6,20	0,25	—	1,64	—	0,75	1,99	0,06	2,11	1,89	0,38	0,21	2,00	He обн.	56,88
636 ^a	6,27	0,21	—	1,60	—	0,77	1,98	0,02	2,15	1,94	0,44	0,20	1,51	»	56,42
8/57	6,27	0,15	—	1,61	—	0,77	1,87	0,05	2,28	1,95	0,26	0,21	1,83	»	54,21

В табл. 13 приведены кристаллохимические формулы роговых обманок. Анализируя данные этой таблицы, нетрудно заметить, что самой низкой железистостью обладают роговые обманки метаморфических пород подольской серии и днестрово-бугской свиты (19—39%). Максимальная железистость (38—56%) отмечена для роговых обманок метаморфических пород росинской свиты и гранодиоритов. Характерно повышение железистости роговой обманки, ассоциирующей с кварцем,

так как в этих условиях маложелезистые амфиболы неустойчивы (Соболев, 1950; Коржинский, 1946).

Максимальное содержание алюминия характерно для амфиболов из metabазитов днестрово-бугской свиты, минимальное — для роговых обманок амфиболитов подольской серии. Амфиболы metabазитов росинской свиты в этом отношении занимают промежуточное положение. Самое высокое содержание Al^{VI} установлено в амфиболах metabазитов росинской свиты. Между количественным содержанием Al^{IV} и Al^{VI} в амфиболах метаморфических пород западной части Украинского щита наблюдается прямая зависимость. Что же касается остальных элементов, в том числе щелочей, то существенные различия в их количественных содержаниях в амфиболах метаморфических пород отдельных гнейсовых серий не отмечены.

Ромбические пироксены наблюдаются в гиперстеновых и двупироксеновых гнейсах. Мы располагаем результатами шести анализов гиперстена, заимствованными из работ И. Б. Щербакова (1966), О. И. Слензака (1960), М. М. Кононовой (1967).

В. С. Соболев и Н. Л. Добрецов (1970) выделяют несколько парагенетических типов ромбических пироксенов. Гиперстены из гнейсов днестрово-бугской свиты (табл. 14) по составу приближаются к пара-

Таблица 14

Состав ромбических пироксенов из гнейсов днестрово-бугской свиты нижней серии

Номер образца	Содержание катионов на 6000 атомов кислорода										Fe Fe + Mg × 100 %
	Al^{IV}	Ti	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Mg	Ca	Na	K	Si	
Двупироксеновые гнейсы											
1	16	8	44	925	27	951	45	14	8	1953	50,5
6	53	11	34	874	8	1051	29	11	Нет	1948	54,0
15	9	3	62	945	7	979	38	7	»	1958	49,5
Гиперстеновые гнейсы											
2	25	Нет	55	873	Нет	1022	40	12	60	1952	53,0
7	38	20	61	841	10	1072	40	7	Нет	1939	56,5
13	58	3	101	1017	9	853	29	Нет	»	1919	44,5
Средний состав ромбического пироксена из амфиболо-двупироксенового гнейса (Соболев, Добрецов, 1970)											
	32	7,2	22	836	24	1005	37	8	Нет	1955	45,1

генетическому типу двупироксеновых гнейсов, образовавшихся за счет основных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Таким образом, на основании приведенных данных об особенностях состава главнейших темноцветных породообразующих минералов с учетом их парагенетических ассоциаций в западной части Украинского щита можно выделить три фации метаморфизма: гранулитовую, амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую. К гранулитовой фации метаморфизма относятся метаморфические породы днестрово-бугской (побужской) свиты, к амфиболитовой — подольской серии, к эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой — метаморфические породы тетеревской серии. Наиболее четко названные фации метаморфизма выделяются по составу таких «сквозных» минералов, как гранаты и биотиты. Различия в составе амфиболов из кристаллических пород различных ступеней метаморфизма проявлены менее четко.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ГРАНИТОИДОВ

Исторически сложилось так, что отдельные типы гранитов в Украинском щите названы по месту их нахождения. Некоторые из них уже более 100 лет, начиная с исследований К. М. Феофилактова (1851), прочно вошли в геологическую литературу.

В западной части Украинского щита широко известны бердичевские, житомирские и коростышевские типы гранитов.

В отношении генезиса, стратиграфического положения, возрастных соотношений гранитов западной части Украинского щита среди исследователей нет единого мнения. Эти вопросы рассмотрены в соответствующих главах. Здесь же отметим, что изучение геологических соотношений, особенностей химического состава породообразующих минералов, входящих в состав гранитов, данных изотопного датирования в западной части Украинского щита позволяет выделить бердичевский, побужский и кировоградско-житомирский комплексы гранитоидов.

БЕРДИЧЕВСКИЙ КОМПЛЕКС

Бердичевский комплекс впервые выделил В. И. Лучицкий (1947), назвавший данный комплекс по главной разновидности гранитов, входящих в его состав. Кроме бердичевских гранитов, к этому комплексу относятся биотито-гранатовые мигматиты, сингенетические пегматиты и пегматоидные граниты. Отмеченные разновидности гранитов имеют специфические особенности геологического положения и состава, главнейшими из которых являются следующие.

Залегают они, как правило, среди гнейсов и кристаллических сланцев в виде конкордантных тел, имеющих нерезкие, постепенные контакты.

Породообразующие и акцессорные минералы из гранитов и мигматитов близки по составу и разновозрастны. Граниты и мигматиты изофациальны по отношению к вмещающим гнейсам. Пегматиты чаще всего залегают в виде «слепых» тел, согласных с полосчатостью мигматитов и гранитов.

Эти признаки свидетельствуют о принадлежности перечисленных разновидностей гранитоидов бердичевского комплекса к автохтонным образованиям.

Иными геологическими условиями залегания характеризуются аплито-пегматоидные граниты побужского комплекса, являющиеся аллохтонными образованиями.

Термодинамические условия формирования автохтонных и аллохтонных гранитов также резко отличаются.

Согласно данным определения изотопного возраста, аллохтонные граниты, по сравнению с автохтонными, являются более молодыми образованиями.

Автохтонные граниты и мигматиты

Своеобразные гранитоиды с гранатом и кордиеритом исследователи Украины называют по-разному: бердичевские, чудново-бердичевские, чудновские, а также «бердичевская порода».

Впервые эти образования выделил К. М. Феофилактос еще в 1851 г., назвав их «бердичевским видоизменением» серых гранитов. Он считал, что «додекаэдрические кристаллы граната» составляют существенную примесь этих гранитов (Феофилактос, 1851). Позднее В. И. Лучицкий отметил наличие в гранитах кордиерита, который до этого петрографы принимали за кварц или олигоклаз. В. И. Лучицкий (1947) считал целесообразным называть эти группы бердичевскими.

С. А. Бельский называет гранатовые граниты окрестностей г. Чуднова чудновскими.

Н. И. Безбородько на основании того, что выходы гранитов с гранатом в районе г. Бердичева крайне редки, а в окрестностях г. Чуднова широко распространены, считал удобнее назвать этот тип породы чудново-бердичевским (Безбородько, 1929). Так эти два термина и вошли в геологическую литературу. Сейчас трудно определить, какому из них исследователи отдают предпочтение.

По Ю. Ир. Половинкиной, «состав бердичевской породы не соответствует обычному составу гранитов, и называть ее гранитом можно лишь условно» (Половинкина, 1963).

Говоря о бердичевских гранитах, следует остановиться на таких терминах, как винницит и гранатовый мигматит.

Согласно Н. И. Безбородько, «винницит представляет собой породу с явно выраженным чередованием прослоев гранатового гнейса и аплито-пегматоидных гранитов» (Безбородько, 1935). Наряду с гранатовыми в винницитах встречаются и пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, между которыми часто наблюдаются постепенные переходы. «Гибридизированные чудново-бердичевские граниты и виннициты являются сходными только во внешних формах» (Безбородько, 1935), но петрогенетически — это различные образования. Виннициты генетически связаны с бугитовой серией магматических пород, а бердичевские граниты образуют самостоятельный батолит, пространственно обособленный от пород бугитовой или чарнокитовой серии. Вслед за Безбородько некоторые исследователи считают винницит и гранатовый мигматит терминами тождественными.

А. Н. Козловская (1948) называет виннициты и чудново-бердичевские граниты одним термином — «гранатовые породы», отмечая, что первые развиты в южной, вторые — в северной части Подолья. Она находит между гранатовыми породами этих районов генетические и петрографические различия.

В. И. Лучицкий (1927) вначале все гранатовые породы относил к парагнейсам типа кинцигитов, а позднее стал считать бердичевские граниты гибридными интрузивными образованиями.

Таким образом, разделение гранатовых пород гранитоидного облика на бердичевские граниты и виннициты, или гранатовые мигматиты, основывалось на петрогенетических соображениях и особенностях петрографического состава. Существенная отличительная черта винницитов — наличие в составе их субстрата наряду с гранатовыми и пироксеновыми гнейсов; среди пачек гнейсов, наблюдаемых в бердичевских гранитах, преобладают гранато-биотитовые разновидности.

В легенде к стратиграфической колонке крупномасштабных геологических карт винницит определяется как гибридная гранато-биотито-гиперстеновая порода с кордиеритом. Согласно Седергольму (1907), по текстурным особенностям виннициты соответствуют мигматитам.

Стратиграфическое положение бердичевских гранитов в разрезе

западной части Украинского щита более или менее определено, хотя и не однозначно. Некоторые исследователи относят их к кировоградско-житомирскому комплексу. В. И. Лучицкий (1947) выделил их в особый бердичевский магматический комплекс.

Ю. Ир. Половинкина отмечает, что «генетическая связь с кировоградскими и житомирскими гранитами, а следовательно, и соответствующий возраст бердичевского гранита» кажутся маловероятными (Половинкина, 1963).

А. Я. Хатунцева (1955) и В. И. Барташевский (1956) относят бердичевские граниты к более древним образованиям по сравнению с житомирскими и приводят описание даек и секущих жил житомирских гранитов среди бердичевских. Половинкина (1963) считает эти данные неубедительными, так как биотит из секущих жил по светопреломлению ($n_g = 1,642$) существенно отличается от биотита житомирских гранитов.

Дискуссионный и вопрос о генезисе бердичевских гранитов. В. И. Лучицкий (1927) относил бердичевские граниты к обычным парагнейсам, образовавшимся в результате метаморфизма глинисто-мергелистых осадков. Позднее он отказался от таких представлений и рассматривал бердичевский гранит как продукт магмы, образовавшейся на больших глубинах в условиях интенсивной контаминации. Он отмечает не только генетическую связь, но и различные условия образования бердичевских, житомирских гранитов и чарнокитов: «...последовательные изменения общей гранитной магмы или ее особенностей, которая дала начало житомирским гранитам, застывшим на сравнительно малой глубине, через слабо контаминированные более глубинные гранитные магмы, давшие начало бердичевскому граниту, и, наконец, в образовании глубинных интенсивно контаминированных и гибридизированных пород чарнокитового типа важную роль сыграли все те же гранитные магмы серых гранитов» (Лучицкий, 1947).

Взгляды Лучицкого способствовали тому, что в большинстве существующих стратиграфических схем по докембрию Украины бердичевские, житомирские и кировоградские граниты относятся к единому и самому древнему комплексу гранитов.

Тесную генетическую связь между бердичевскими и житомирскими гранитами отмечает И. С. Усенко (1958). Согласно его мнению, бердичевские граниты образовались на месте, в корневых частях геосинклинали.

Ю. Ир. Половинкина в целом разделяет эту точку зрения И. С. Усенко. Но, по ее представлениям, бердичевские граниты не испытывали расплава, так как «эруптивных контактов» этих гранитов никто не наблюдал. По ее мнению, виннициты, чарнокиты и бердичевские породы являются «результатом единого длительного процесса гранитизации, на различных стадиях давшего разные породы» (Половинкина, 1963). Исходные породы были одни и те же.

Отсутствие единой точки зрения на происхождение бердичевских гранитов свидетельствует о сложности их образования и недостаточной изученности.

Бердичевские граниты, в отличие от житомирских, известны только в западной части Украинского щита. Наиболее широко распространены они в междуречье Тетерев — Юж. Буг — Случь. Здесь они образуют сплошную полосу шириной более 50 км и протяженностью около 150 км.

В верховьях р. Тетерева бердичевские граниты граничат с житомирскими, образуя извилистый контакт; в истоках р. Гуйвы клинообразный выступ житомирских гранитов глубоко заходит в область развития бердичевских гранитов, а в низовьях р. Гнилопяти широкая полоса бердичевских гранитов прослеживается до г. Житомира (рис. 6).

В приконтактной зоне биотито-гранатовые мигматиты и бердичевские граниты рассекаются редкими жилами серых мелкозернистых гранитов типа житомирских, мощность жил не превышает 1,5 м; залегают они чаще всего полого. Самая мощная жила встречена в береговых обнажениях р. Тетерева, ниже с. Подолянцев. Контакты ее с вмещающими полосчатыми биотито-гранатовыми мигматитами резкие (фото 1). Биотит из жильных гранитов отличается более высоким показателем преломления ($n_g = 1,664$) от биотита ($n_g = 1,646$) вмещающих бердичевских гранитов. В составе жильных гранитов, так же как и житомирских, преобладает микроклин.

Судя по характеру контакта областей развития бердичевских и житомирских гранитов, а также учитывая наличие секущих жил житомирских гранитов среди бердичевских, следует считать житомирские граниты более поздними образованиями.

Если эти граниты были бы одно-возрастными, то между ними следовало бы ожидать взаимопереходы. Однако постепенных переходов между бердичевскими и житомирскими гранитами никто не наблюдал.

Между бердичевскими гранитами и чарнокитами, развитыми в Верхнем Побужье, наблюдаются постепенные переходы. Наиболее отчетливо многократное чередование полос бердичевских гранитов и гиперстеновых мигматитов можно наблюдать в скальных выходах р. Згара у г. Литина, в береговых обнажениях Юж. Буга ниже Винницы и на других участках Верхнего Побужья.

На территории междуречья Тетерев — Юж. Буг — Случь М. Н. Ивантишин (1958) выделяет три массива бердичевских гранитов. Главный из них расположен в районе Казатина — Чуднова — Бердичева; два, менее значительных по размерам, тяготеют к району г. Любара, Шепетовки и Старокостантинова. Но существование здесь трех массивов не подтверждается, так как «интрузивных контактов для этой породы вообще не установлено, и переход ее в мигматит происходил совершенно постепенно» (Половинкина, 1963). К этому следует добавить, что на данной территории не установлено каких-либо признаков обособленных тел бердичевских гранитов, которые, перемежаясь с биотито-гранатовыми мигматитами и гранато-биотитовыми гнейсами, наблюдаются на всей площади междуречья Тетерев — Юж. Буг — Случь. Менее значительные выходы бердичевских гранитов известны по правым притокам Юж. Буга южнее с. Жмеринки и по левым притокам Днестра. Здесь также нет никаких признаков интрузии этих гранитов во вмещающие породы. Примечательно, что область распространения бердичевских гранитов в междуречье Тетерев — Южный Буг характеризуется максимальными гипсометрическими отметками рельефа (Личков, 1930; Бондарчук и др., 1959).

Частая перемежаемость бердичевских гранитов с полосчатыми биотито-гранатовыми мигматитами является благоприятным фактором для выяснения условий залегания тех и других пород. При детальном изучении обнажений и карьеров установлено, что массивные бердичевские граниты всегда постепенно переходят в полосчатые биотито-гранатовые мигматиты. В отдельных обнажениях мигматиты преобладают над массивными гранитами. Полосчатые мигматиты, в свою очередь, постепенно переходят в гранато-биотитовые гнейсы. Резкие контакты между гнейсами и мигматитами можно видеть очень редко (фото 2). Чаще же



Рис. 6. Схематическая геологическая карта зоны контакта житомирских (1) и бердичевских (2) гранитов; жилы житомирских гранитов (3).

в контакте между бердичевскими гранитами и гнейсами находятся пачки пород типа инъекционных гнейсов (фото 3), но признаки выраженной инъекции не проявлены, так как гнейс как бы пропитывается кварц-полевошпатовым материалом вдоль строго определенных направлений, видимо, по слоистости парагнейсов. Количество кварц-полево-

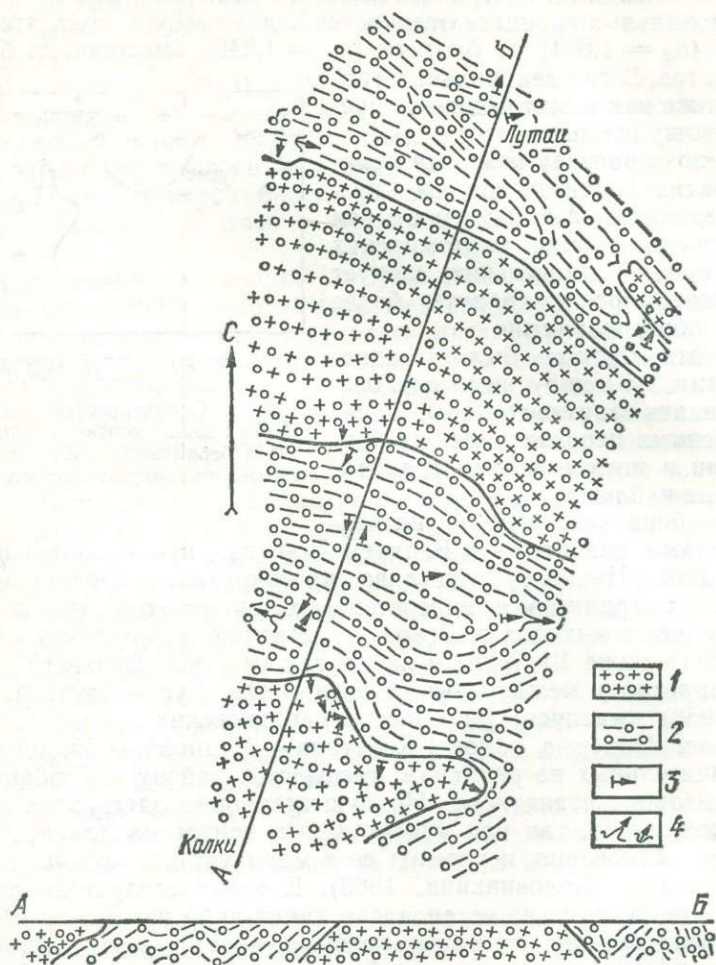


Рис. 7. Схематическая геологическая карта:

1 — бердичевские граниты; 2 — биотито-гранатовые мигматиты; 3 — элементы залегания полосчатости; 4 — направление погружения шарниров складок.

шпатового материала от гнейсов в сторону гранита в переходной зоне постепенно увеличивается. В грубополосчатых мигматитах различия между гнейсами субстрата и жильным материалом еще видны (фото 4). В тонкополосчатых мигматитах субстрат настолько изменен, что четкую границу между жильным материалом и вмещающими гнейсами трудно установить. В мигматитах сохраняются только полосы меланократовой породы, представляющие собой реликты от переработанных гнейсов (фото 5). В них отчетливо проявлена полосчатость в результате чередования темно-серой меланократовой и светло-серой лейкократовой части мигматитов. Меланократовая составная часть более мелкозерниста и обогащена темноцветными минералами, лейкократовая — по составу и структурным особенностям — соответствует бердичевским гранитам.

На отдельных участках можно наблюдать, как биотито-гранатовый мигматит приобретает более однородный состав и приближается к бердичевскому граниту. Довольно часто можно видеть в одном обнажении и обратную картину, когда среди бердичевских гранитов массивного сложения (фото 6) наблюдаются участки не более 1—2 м² полосчатых биотито-гранатовых мигматитов (фото 7).

Среди бердичевских гранитов встречаются теньевые мигматиты, в которых пятна и выделения лейкократовых гранитов неправильной формы сменяются породами меланократового состава (фото 8). Характерно, что гранат концентрируется преимущественно в лейкократовой части породы.

Кроме полосчатости, в мигматитах и бердичевских гранитах хорошо проявлены кристаллизационная сланцеватость и линейность. Кристаллизационная сланцеватость наиболее четко выражена в гнейсах и мигматитах. Ориентировка ее совпадает с направлением полосчатости и сравнительно хорошо выражена по простиранию. Плоскости сланцеватости часто имеют прерывистый характер и выполнены биотитом (фото 9).

Линейность также обусловлена ориентировкой в одном направлении скоплений биотита. Она, в отличие от план-параллельных текстур, наблюдается в плоскостях, параллельных полосчатости, а в срезах, перпендикулярных к ним, признаки какой-либо ориентировки не установлены. Линейные текстуры встречаются редко и соответствуют погружению шарниров складок (Щербак, 1958).

Отмеченные текстурные элементы позволяют надежно выяснить тектоническое строение области развития бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов. Эти породы залегают в виде широких полос, хорошо выраженных по простиранию, что, несомненно, обусловлено линейным характером складчатых структур. Размах крыльев главных структур достигает 5—10 км, углы падения — 45—75°. Наблюдениями над линейными текстурами установлено, что оси как основных, так и дополнительных складок ундулируют под углами 10—15°, реже — до 30°.

Наиболее полно разрез кристаллических пород, представленных преимущественно бердичевскими гранитами и биотито-гранатовыми мигматитами, изучен в районе верховьев Тетерева между сс. Колками и Лутаями (рис. 7). Здесь отчетливо намечается антиклинальная структура, к осевой части которой приурочены массивные бердичевские граниты, а крылья сложены биотито-гранатовыми мигматитами и гранатобиотитовыми гнейсами. Прослеживается эта структура по простиранию на протяжении 30 км от г. Чуднова на северо-западе до с. Скраглевки на юго-востоке. Крылья антиклинали осложнены складками второго порядка, к которым приурочены мощные пачки биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов. Размах основной антиклинали достигает 8—10 км, а складок второго порядка — 1—1,5 км. Углы падения полосчатости — 50—85°. Судя по условиям залегания линейных текстур, оси основных и дополнительных складок ундулируют под углами 10—15°.

Долиной среднего течения р. Гнилопяти (между сс. Райками и Слободищем) вскрыта синклинальная, а в низовьях — антиклинальная структура. В ядре последней наблюдаются биотито-гранатовые мигматиты, а на крыльях — гнейсы, амфиболиты и амфиболо-биотитовые мигматиты. К сводовой части антиклинальных складок второго порядка приурочены бердичевские граниты, что отчетливо устанавливается при рассмотрении геологического разреза (рис. 8). Ось антиклинали полого погружается на северо-запад, вследствие чего в этом направлении биотито-гранатовые мигматиты сменяются житомирскими гранитами.

Линейные складки подобной морфологии установлены в верховьях р. Юж. Буга, в зоне контакта бердичевских гранитов с чарнокитами.

Таким образом, по условиям залегания, соотношению с вмещающими породами и тектоническому положению бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты следует отнести к синорогенным образованиям, не испытавшим интрузии во вмещающие породы.

Минеральный состав бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов очень сходен. Отмечены отличия лишь в количественных соотношениях породообразующих минералов. Более того, кристаллооптические константы и химический состав граната, биотита и акцессорного монацита из биотито-гранатовых мигматитов и бердичевских гранитов одинаковы. В бердичевских гранитах, биотито-гранатовых мигматитах и гранато-биотитовых гнейсах находится биотит оранжево- и красной окраски, с относительно низким показателем преломления. Подобный биотит в других породах Украинского щита не встречается.

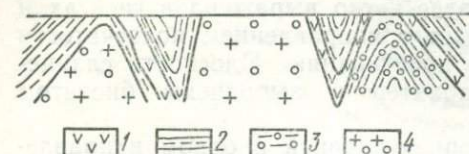


Рис. 8. Схематический геологический разрез:

1 — амфиболиты и амфиболовые мигматиты; 2 — гнейсы и мигматиты; 3 — биотито-гранатовые мигматиты; 4 — бердичевские граниты.

Гранаты альмандинового ряда бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов характеризуются одинаковым содержанием пироповой и спессартиновой молекул. Акцессорные монациты тех и других пород совершенно одинаковы по содержанию урана, тория, отдельных редкоземельных элементов и изотопному составу свинца. Подчеркнем, что породообразующие и акцессорные минералы бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов характеризуется не только близким химическим составом, но и одинаковым количеством примесей редких элементов.

Макро- и микроскопически бердичевские граниты описаны многими исследователями (Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкий, Л. Г. Ткачук, И. С. Усенко, Ю. Ир. Половинкина, Ю. Ю. Юрк. и др.). Наиболее полно они охарактеризованы Безбородько. О бердичевском граните он писал следующее: «Гранит серый, местами переходит в темно-серый, среднезернистый, иногда грубозернистый до порфиоровидного. Идиоморфные полевые шпаты отвечают ортоклазу и микроклину, иногда также плагиоклазу. Размеры их вдоль длинной оси 1—2 см» (Безбородько, 1935).

Безбородько описывает в бердичевских гранитах полосчатые текстуры, среди которых выделяет несколько генетических типов: «тенио-», «динамо-» и «схистотекстуры» (Безбородько, 1929). Эти текстурные термины геологи Украины почти не употребляют. К приведенной характеристике бердичевских гранитов можно добавить, что в массивных разновидностях макроскопически выделяются основная среднезернистая масса и крупные изометричные зерна граната и полевого шпата. Размеры породообразующих минералов основной массы — 3—5 мм, выделений полевого шпата и граната — 4—7 мм, реже до 3 см. Расположение таблитчатых зерен полевого шпата иногда ориентированное. Кварц голубоватый, в породе распределен неравномерно. Кордиерит макроскопически неотличим от кварца. Лишь при разрушении кордиерит приобретает своеобразный блеск, отличающий его от кварца. Биотит в массивных гранитах распределен относительно равномерно, а в полосчатых мигматитах образует скопления в виде линзочек и полосок, иногда оконтуривая крупные изометричные зерна граната и полевого шпата.

Микроструктура породы в большинстве случаев гипидиоморфнозернистая, реже катакластическая. Степень идиоморфизма плагиоклаза выше, чем других минералов. Кварц и калиевый полевой шпат образуют ксеноморфные выделения, которые как бы выполняют пространство между идиоморфными кристаллами плагиоклаза и биотита.

Хотя о соотношениях между породообразующими минералами по шлифам судить трудно, но все же можно сказать, что идиоморфный плагиоклаз образовался одним из первых, а порфиробластический калиевый полевой шпат принадлежит к минералам поздней генерации (фото 10). Биотит в граните чаще всего наблюдается в виде идиоморфных пластинок, тогда как в мигматитах он образует скопления, часто размещаясь в виде линзообразных и неправильной формы агрегатных образований.

О времени выделения граната что-либо определенное сказать нельзя, так как он образует чаще всего изометричные или неправильной формы крупные агрегатные скопления (фото 11).

Силлиманит и графит встречаются редко и чаще всего находятся в тесной ассоциации с биотитом.

Из акцессорных минералов в граните установлены монацит, циркон, апатит, рутил, ильменит.

Количественно-минеральный состав бердичевских гранитов приведен в табл. 15.

Для сравнения произведен подсчет минерального состава не только бердичевских гранитов, но и тесно с ними ассоциирующих плагиоклазовых гранитов. Надо отметить, что небольшие послынные тела типично плагиоклазовых гранитов приурочены к экзоконтактам пачек амфиболитов или биотито-амфиболо-плагиоклазовых гнейсов (фото 12). Иногда в обнажениях можно наблюдать инъекцию плагиогранитов в массивные метабазиты (фото 13).

В отличие от бердичевских гранитов для плагиогранитов характерен более кислый плагиоклаз.

Собственно бердичевские граниты также являются существенно олигоклазовыми, но содержание темноцветных минералов в них в три-четыре раза больше, чем в плагиоклазовых гранитах.

Количественное содержание главных пяти породообразующих минералов в бердичевских гранитах и биотито-гранатовых мигматитах в среднем таково (в %): плагиоклаз — 40, калиевый полевой шпат — 11, кварц — 27, биотит — 10, гранат — 11, акцессорные минералы и др. — 1.

Плагиоклаз в бердичевских гранитах количественно преобладает над другими минералами, часто полисинтетически сдвойникован и серицитизирован. Главнейшая особенность плагиоклаза — отчетливый идиоморфизм призматических и таблитчатых кристаллов, расположенных в более мелкозернистой массе зерен кварца и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз в контакте с калиевым полевым шпатом изобилует мirmekитовыми вростками кварца. Размеры зерен плагиоклаза 1—3 мм. Состав плагиоклаза изменяется от № 15 до 35 (табл. 16), но преобладают № 20—30. Для плагиогранитов характерны более кислые плагиоклазы — № 18—22 (табл. 16). Антипертитовые вростки в плагиоклазе встречаются редко (фото 14).

Кварц образует выделения неправильной формы, имеющие неровные, заливообразные контакты с другими породообразующими минералами. В нем часто включены идиоморфные пластинки биотита и резорбированные зерна плагиоклаза. В гранитах с катакластической структурой строение кварца мозаично. Часто наблюдаются агрегатные скопления кварца, образовавшиеся в результате грануляции и перекристаллизации крупных зерен.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом и микроклином. Размеры зерен достигают 4, обычно — 1—2 мм. Наблюдаются две разновидности калиевых полевых шпатов — исключительно чистые, неизменные и сильно пелитизированные. Чистые зерна калиевого полевого шпата без решетчатой структуры, с пертитовыми вростками относятся в большинстве случаев к микроклину (табл. 17), в них хорошо выражена

Таблица 15

Количественно-минеральный состав, %

Номер образца	Плагиоклаз	Ортоклаз	Микроклин	Кварц	Биотит	Гранат	Монацит	Циркон	Кордиерит
Бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты									
10542/1	54,7	Нет	8,8	25,0	11,5	Нет	Нет	Нет	Нет
10528/1	48,1	6,0	Нет	12,2	22,9	10,8	»	Ед. з.	»
10508/4	50,0	10,2	»	30,6	9,2	Ед. з.	»	»	»
10504/1	37,2	Ед. з.	Ед. з.	37,2	10,9	14,7	»	Нет	»
10589/8	72,1	Нет	Нет	20,1	5,7	2,2	»	»	»
4/8	60,0	»	»	20,0	12,0	8,0	»	»	»
1231/1	33,1	12,3	»	29,1	Нет	13,2	Ед. з.	»	»
1743/1	15,0	50	»	20,0	10,0	5,0	Нет	»	»
10590/1	35,0	40	»	13,0	10,0	2,0	Ед. з.	»	»
10597/6	4,0	Нет	50,0	35,0	10,0	1,0	Нет	»	»
10597/1	29,6	19	»	41,1	6,1	4,2	»	»	»
10601/1	4,0	Нет	55,0	15,0	15,0	8,0	Ед. з.	»	»
651	51,1	»	Нет	30,0	18,9	Ед. з.	»	»	»
641	49,3	»	»	23,3	1,4	26,0	»	»	»
60	51,0	»	»	31,0	11,0	Нет	Нет	»	7
58	45,0	»	»	38,0	11,0	«	»	»	6
2833/1	25,0	30	»	30,0	15,0	1,0	»	Ед. з.	Нет
2132/1	40,0	Нет	Нет	40,0	Ед. з.	20,0	»	»	»
1/1	55,0	»	»	15,0	10,0	20,0	»	»	»
5/1	60,0	»	»	Ед. з.	20,0	20,0	Ед. з.	»	»
12/1	25,0	»	10,0	40,0	10,0	15,0	»	»	»
17/2	20,0	»	Нет	50,0	15,0	15,0	Нет	»	»
45/1	55	»	»	25,0	15,0	5,0	Ед. з.	»	»
602	42,9	»	»	40,5	16,6	Нет	Нет	Нет	»
683	37,0	»	»	48,0	11,0	4,0	Ед. з.	Ед. з.	»
1715/1	11,1	»	55,5	29,4	2,2	1,8	»	»	»
5/2	44,0	»	Нет	13,0	16,0	27,0	Нет	»	»
10533/1	32,9	24,5	»	33,4	7,5	Нет	»	»	»
10539/1	13,8	35,1	»	7,7	18,2	25,1	»	»	»
10573/1	31,8	18,2	»	22,7	16,4	10,9	»	»	»
10575/4	40,5	6,2	«	18,2	9,8	17,2	Ед. з.	Нет	»
10580/1	29,5	Нет	35,3	23,5	10,7	1,0	Нет	»	»
10521/2	23,8	17,2	»	21,4	1,9	35,7	»	»	»
10549/2	55,4	»	»	7,9	12,4	19,8	—	Ед. з.	4,5
10600/5	45,0	20,0	»	10,0	10,0	15,0	Ед. з.	Нет	Нет
K-21/1	43,5	Ед. з.	»	43,4	6,5	Ед. з.	Нет	»	6,5
Среднее	38,06	13,9	»	26,1	10,8	9,68	Ед. з.	Ед. з.	0,66

Плагиоклазовые граниты

503	58,9	Нет	Нет	31,1	10,0	Нет	Ед. з.	Нет	Нет
10596/1	45,3	»	»	26,9	22,4	»	Нет	»	»
10589/1	62,5	»	»	33,7	3,8	»	»	»	»
2572/1	85,0	»	»	15,0	Ед. з.	»	»	»	»
2755/2	60,0	»	»	40,0	Нет	»	»	»	»
2852/1	60,0	»	»	38,0	2,0	»	»	Ед. з.	»
2195/1	63,0	»	»	35,0	Ед. з.	»	Ед. з.	»	»
1619/1	70,0	»	2,0	23,0	5,0	»	Нет	»	»
1564/1	65,0	»	Ед. з.	30,0	5,0	»	»	Нет	»
180/1	70,0	»	Нет	25,0	5,0	»	Ед. з.	Ед. з.	»
255/2	65,0	»	»	30,0	5,0	»	Нет	Нет	»
1619/2	85,0	»	»	Ед. з.	15,0	»	»	»	»
Среднее	65,8	—	0,16	27,3	6,1	—	Ед. з.	Ед. з.	—

Светопреломление плагиоклазов из бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов

Номер шлифа	Порода	n'_g	n'_p	Основность плагиоклаза
641	Бердичевский гранит	1,548	1,542	22
651	»	1,544	1,538	14
10589/4	»	1,548	1,542	22
10589/5	»	1,549	1,543	24
10572/3	»	1,551	1,545	28
10559/2	»	1,545	1,538	16
10546/1	»	1,549	1,543	24
10542/1	»	1,546	1,540	18
10528/1	»	1,545	1,539	16
10508/4	»	1,548	1,542	22
10504/1	»	1,549	1,543	24
10589/8	»	1,554	1,548	34
4/8	»	1,549	1,543	24
1231/1	»	1,547	1,541	20
1337/5	»	1,549	1,543	24
1343/1	»	1,550	1,544	26
1740/2	»	1,549	1,543	24
1/1	»	1,546	1,540	18
45/1	»	1,546	1,540	18
602	Биотито-гранатовый мигматит	1,542	1,536	12
5/2	»	1,549	1,543	24
10533/1	»	1,545	1,539	16
10573/1	»	1,551	1,545	28
10575/4	»	1,548	1,542	22
10576/1	»	1,548	1,542	22
10578/1	»	1,549	1,543	24
10585/1	»	1,549	1,543	24
10588/5	»	1,550	1,544	26
10521/2	Теневой мигматит	1,552	1,546	30
10549/2	»	1,551	1,545	28
10600/5	»	1,545	1,539	16
2132/1	Биотито-гранатовый мигматит	1,548	1,542	22
5/1	»	1,548	1,542	22
12/1	»	1,548	1,546	22
503	Плагиоклазовый гранит	1,546	1,540	18
10596/1	»	1,549	1,543	24
10589/1	»	1,545	1,539	16
2852/1	»	1,549	1,543	24
2195/1	»	1,544	1,546	14
1619/1	»	1,549	1,542	24
1564/1	»	1,543	1,537	12
180/1	»	1,546	1,540	18
209/1	»	1,548	1,542	22
255/2	»	1,548	1,542	22
1619/2	»	1,548	1,542	22

спайность по третьему пинаконду. Не исключена возможность, что микроклин является минералом более поздней генерации, чем пелитизированный ортоклаз.

Во многих шлифах можно отчетливо видеть замещение плагиоклаза микроклином (фото 15). Эти явления наиболее широко развиты на тех участках, где известны выходы послонных и секущих жил житомирских гранитов среди бердичевских. Это дает основание предполагать, что образование некоторой части калиевых полевых шпатов в бердичевских гранитах связано с привнесом калия из житомирских гранитов.

Биотит бердичевских гранитов отличается четким плеохроизмом от оранжево-коричневого по N_g до бесцветного по N_p . Светопреломление биотита низкое: $n_g = 1,634 - 1,648$ (преобладает $1,640 - 1,645$). Для

Кристаллооптические константы калиевых полевых шпатов

Номер шлифа	Порода	Минерал	-2 V, град	N _m : 1001, град	N _g : 1010, град
1715/1	Бердичевский гранит	Микроклин	82	14	Не опр.
10589/4	» »	Ортоклаз	60	8	» »
10546/1	» »	»	60	5	» »
10542/1	» »	Микроклин	81	12—13	» »
10528/1	» »	Ортоклаз	64	4	» »
10508/4	» »	»	70	4	» »
1231/1	» »	»	67	6	» »
10587/6	Теневой биотито-гранатовый мигматит	»	70	3	» »
10533/1	Биотито-гранатовый мигматит	»	64	5	2
10539/1	» »	»	56	4	Не опр.
10573/1	» »	»	69	5	» »
10575/4	» »	»	56	5	» »
10578/1	» »	»	70	5	» »
10580/1	» »	Микроклин	84	Не опр.	18
10588/5	» »	Ортоклаз	69	3	Не опр.
1747/1	» »	»	62	4	» »
10598/4	» »	»	60	5	» »

биотита характерна и низкая железистость — 42—52% (табл. 18). Среднее значение железистости биотитов по результатам химических анализов составляет 51,5%. По данным Ю. Ир. Половинкиной (1963), железистость биотитов бердичевских гранитов — 42—52%.

Гранат в бердичевских гранитах встречается почти всегда, но количество его в породе широко изменяется — от единичных зерен до 35%

Таблица 18

Светопреломление и железистость биотитов

Номер образца	<i>n_m</i>	Железистость по диаграмме В. Соболева	Номер образца	<i>n_m</i>	Железистость по диаграмме В. Соболева
Бердичевский гранит			Бердичевский гранит		
641	1,642	46	614	1,646	50
10572/3	1,645	49	670	1,644	48
10559/2	1,637	42	680	1,644	48
10546/1	1,645	49	170/57	1,644	48
10542/1	1,644	48	101/59	1,646	50
10528/1	1,644	48	103/59	1,648	52
10508/4	1,640	45	105/59	1,642	46
10504/1	1,645	49	523 ^a	1,648	52
10589/8	1,638	43	Биотито-гранатовый мигматит		
4/8	1,635	41	602	1,646	50
1231/1	1,639	44	5/2	1,640	45
1337/5	1,635	41	10533/1	1,649	53
1343/1	1,645	49	10539/1	1,636	42
1740/2	1,644	48	10575/4	1,638	43
1743/1	1,642	46	10588/5	1,646	50
10590/1	1,637	42	10521/2	1,644	48
10597/6	1,636	42	10549/2	1,647	51
10597/7	1,638	43	K-21/1	1,634	39
10597/9	1,639	44	10598/4	1,634	39
10600/1	1,641	46	Плагиоклазовый гранит		
10600/3	1,638	43	503	1,637	42
10597/1	1,639	44	10596/1	1,644	48
10601/1	1,637	42			
58 ^e	1,646	50			
657 ^a	1,642	46			
690	1,646	50			

(среднее — около 11%). Даже при незначительном содержании граната в породе он легко устанавливается макроскопически. Размер зерен в поперечнике достигает 1 см. Форма зерен изометричная, неправильная, реже встречаются хорошо ограненные кристаллы в виде додекаэдров. Крупные кристаллы в большинстве случаев разбиты грубыми, пересекающимися трещинами, часто выполненными гидрослюдой. Цвет граната красно- или темно-бурый. В виде включений встречаются кварц, плагиоклаз и биотит. Создается впечатление, что биотит — более поздний минерал, так как он в виде прожилков или микролинзочек рассекает гранат. С другой стороны, в шлифах отчетливо видно, как крупные порфиробласты граната содержат биотит, полевой шпат и кварц.

В биотито-гранатовых мигматитах оранжево- и красно-бурый биотит часто как бы оконтуривает тонкой каймой изометричные зерна граната.

Гранат представлен альмандином следующего состава (среднее из 15 анализов, в %): альмандин — 75,62, спессартин — 2,64, пироп — 19,04, андрадит — 2,7.

Кордиерит наряду с гранатом является характерным минералом бердичевских гранитов. Макроскопически неизменный кордиерит устанавливается с трудом, потому что он, как и кварц, голубоватый. Но если кордиерит разрушен (что придает ему матовый оттенок), его легко макроскопически можно отличить от зерен кварца.

Под микроскопом кордиерит диагностируется по характерным для него продуктам разрушения, которые развиты вдоль трещин (фото 16, 17). Размеры зерен кордиерита иногда достигают 1 см; чаще же это мелкие зерна. В шлифах наблюдаются как чистые, неразрушенные, обычно идиоморфные, так и сильно измененные, почти полностью замещенные вторичным изотропным веществом зерна. Измененный кордиерит обычно наблюдается в виде мелких ксеноморфных зерен. Изменения кордиерита, видимо, вызваны процессами калиевого метасоматоза. Об этом свидетельствует тот факт, что идиобласты кордиерита хорошей сохранности наблюдаются на тех участках, где в породе не встречаются новообразования калиевого полевого шпата.

Кристаллооптические константы кордиеритов из бердичевских гранитов приводят В. И. Лучицкий (1927), Ю. Ир. Половинкина (1963), В. П. Костюк (1955), С. М. Доброхотов (1964). Все исследователи отмечают положительный характер кордиерита, что, по данным А. Винчелл и Г. Винчелл (1953), является довольно редким явлением.

В кордиерите нет секториальных двойников, иногда наблюдаются плеохрончные ореолы. В редких случаях можно обнаружить полисинтетические двойники.

Таблица 19

Светопреломление и железистость кордиерита

Местоположение	$2V$, град	n_g	n_p	Железистость, %	Автор
с. Подоляны	+84	1,549	1,540	Не опр.	Н. П. Щербак
г. Бердичев		1,556	1,542	36,5	
с. Жежелев	+75	1,547	1,537	Не опр.	Ю. Ир. Половинкина (1963)
с. Коростка	+74	Нет свед.	»	»	
»	+79	»	»	»	
»	+72 до +77	1,542—1,548	1,532—1,537	»	
с. Шкуринцы	+72	1,542	1,532	25	В. Л. Костюк (1955)
г. Винница	+77 до +80	1,548	1,537	20	
»	+74	1,548	1,534	Не опр.	М. Н. Доброхотов (1964)
с. Медведовка	—88	1,558	1,546	43,3	

Светопреломление и железистость кордиерита приведены в табл. 19. Железистость кордиерита изменяется от 20 до 43,3%, что соответствует высокому показателю преломления этого минерала ($n_g = 1,558$). Высокожелезистые кордиериты отличаются повышенным содержанием воды. По данным Иияма (Iiyama, 1958), эти особенности характерны для низкотемпературных кордиеритов.

Сингенетические пегматиты и пегматоидные граниты

Среди бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов пегматиты и пегматоидные граниты встречаются весьма редко. Они залегают в виде полос, ориентированных согласно с полосчатостью и кристаллизационной сланцеватостью, или образуют линзы неправильной формы. Довольно часто в карьерах можно наблюдать «слепые» тела пегматоидных гранитов. По простиранию полосы, линзы и жилы пегматоидных гранитов и пегматитов прослеживаются на незначительные расстояния. Лишь в редких случаях они выдержаны на несколько десятков метров, мощность их не превышает 10—30 м. Пегматиты письменной структуры почти не встречаются; преобладают же в них пегматоидная и блоковая структуры.

Для описываемых гранитов и пегматитов характерна неоднородная текстура, размеры породообразующих минералов изменяются от 3—5 до 10—15 мм, реже — 3—5 см. Состоят они из калишпата, плагиоклаза, кварца, биотита, граната, монацита и циркона. Зерна монацита, иногда с четкими кристаллографическими формами, в виде включений встречаются в калиевом полевом шпате.

Существует тесная связь между структурой описываемых пород и размерами зерен акцессорного монацита: крупные зерна монацита встречаются в больших породообразующих минералах. В пегматоидных гранитах и пегматитах размеры зерен акцессорного монацита достигают 3—5 мм, в среднезернистых гранитах они не превышают 0,1—0,2 мм. Макроскопически и по химизму монацит из пегматитов и бердичевских гранитов одинаков и резко отличается от монацита из эпигенетических пегматитов побужского комплекса.

Сингенетичность описываемых пегматитов и вмещающих бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов может быть подтверждена следующими данными: во-первых, пегматиты и пегматоидные граниты залегают согласно с полосчатостью вмещающих пород; наблюдаются «слепые» линзы пегматитов, образовавшихся на месте залегания вмещающих пород; во-вторых, монациты из описываемых пород и вмещающих биотито-гранатовых мигматитов по химизму, минералогическим особенностям и изотопному составу свинца совершенно одинаковы; химизм монацита из пегматитов побужского комплекса иной, и время его образования более позднее.

Наиболее полно условия залегания сингенетических тел пегматоидных гранитов изучены по обнажениям р. Сливоды, вблизи сс. Кривошеев и Ст. Пикова. В районе с. Кривошеев крупнозернистые до пегматоидных серые граниты обнажаются с перерывами на значительной площади (рис. 9). В целом пегматоидные граниты макроскопически отличаются от вмещающих меланократовых биотито-гранатовых гранитов. Но в приконтактных участках между этими породами нет резких границ. В светло-серых, однородных по текстуре, крупнозернистых до пегматоидных гранитах постепенно увеличивается количество биотита, появляется гранат; размеры зерен полевого шпата, представленного в основном калиевым полевым шпатом, постепенно уменьшаются. Калиевый полевой шпат сменяется плагиоклазом. Постепенно светло-серый, крупнозернистый существенно калишпатовый гранит с равномер-

ным распределением граната переходит в неоднородный существенно олигоклазовый бердичевский гранит с пятнистым распределением биотита и граната.

Примечательно, что в обнажении можно наблюдать, с одной стороны, как пегматоидный гранит включает ксенолиты бердичевского гранита, а с другой — как на отдельных участках пегматоидный гранит в виде небольших линз, напоминающих ксенолиты, залегает среди бердичевского гранита.

В целом простирание полосы пегматоидных гранитов северо-западное, ширина ее около 40 м. Она состоит из пегматоидных гранитов, образующих участки сложных морфологических очертаний, разобщенных меланократовыми бердичевскими гранитами.

Вторая полоса пегматоидных гранитов несколько иного состава встречена на левобережье р. Сиводы вблизи с. Ст. Пикова. Отличительная особенность этих пегматоидных гранитов — обогащение гранатом, размеры изометричных зерен которого достигают 7—10 мм. В целом тело пегматоидных гранитов простирается в северо-западном направлении, согласно с полосчатостью вмещающих пород. Размеры его, судя по обнажающимся отдельным останкам, в поперечном сечении не превышают 50 м. Простирание маломощных сингенетических тел в большинстве случаев северо-западное, согласно с направлением полосчатости вмещающих пород. Встречаются они исключительно среди биотито-гранатовых мигматитов и бердичевских гранитов, являясь их фациальной разновидностью.

Главные породообразующие минералы сингенетических пегматитов и пегматоидных гранитов представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом и гранатом; вторичные — мусковитом, серицитом, магнетитом, хлоритом; аксессуарные — апатитом, монацитом, цирконом (табл. 20).

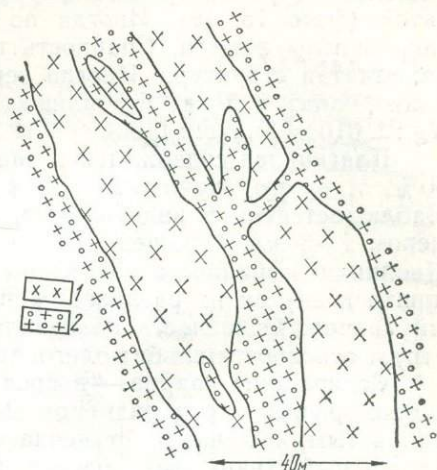


Рис. 9. Морфология сингенетических тел пегматоидных гранитов (зарисовка в плане):
1 — пегматоидные граниты; 2 — бердичевские граниты.

Таблица 20

Количественно-минеральный состав сингенетических пегматитов и пегматоидных гранитов, %

Номер обнажения и шлифа	Количество шлифов	Калишпат		Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Монацит	Мусковит	Гранат	Циркон	Хлорит
		Ортоклаз	Микроклин								
677 ^б	35	Нет	45	30	20	5	Ед. з.		Нет		
679	30	»	70	10	15	5	» »	Ед. з.	Нет	»	»
695	25	»	55	15	25	Ед. з.	Нет	Нет	5	»	»
2/2	10	»	60	20	20	» »	Ед. з.	»	Нет	Ед. з.	»
10530/1	8	46,1	Нет	17,3	28,9	» »	Нет	»	»	Нет	7,7

Структура описываемых пород гипидиоморфнозернистая, катаклатическая.

В составе описываемых гранитов и пегматитов преобладает калишпат 45—70%, тогда как в бердичевских гранитах среднее содержание его — всего 11%.

Микроклин пегматитов и пегматоидных гранитов представлен обычно идиоморфными, реже изометричными зернами размером 3—5, иногда 8—10 мм. Часто встречаются многочисленные пертитовые вросстки плагиоклаза разнообразной формы: каплеобразной, удлиненной, струйчатой (фото 18, 19). Иногда по калишпату развиваются буроватые гидроокислы железа. Спайность проявлена слабо. Часто наблюдается решетчатая структура. Иногда зерна микроклина содержат кварц, монацит, апатит. Реже в шлифах встречается ортоклаз ($2V = -66^\circ$, $N_g : \perp 010 = 3^\circ$, $N_m : \perp 001 = 4^\circ$).

Плагиоклаз содержится в описываемых породах в количестве 10—30%, т. е. его значительно меньше, чем в бердичевских гранитах. Наблюдается он в виде идиоморфных, реже изометричных зерен размером 1—3 мм. Отмечены редкие антипертитовые вросстки калишпата. Двойники и спайность проявлены слабо. Иногда по краям зерен калишпата и внутри их развивается плагиоклаз с мирмекитовыми вросстками кварца. Основность плагиоклаза в описываемых породах соответствует основности альбит-олигоклаза и олигоклаза ($n_m = 1,537 - 1,540$).

Содержание кварца — в пределах 15—30%. Встречается он в виде ксеноморфных зерен размером 2—3, иногда до 5 мм, с характерным волнистым, облачным, ступенчатым и мозаичным угасанием. Мелкоагрегатный кварц распределен по краям крупных зерен полевого шпата.

Биотит представлен идиоморфными, таблитчатыми зернами реже зернами неправильной формы размером 0,6—1,2 мм. Содержание его в породе незначительно — 1,5%. Иногда удлиненные листочки биотита изогнуты, угасание волнистое. Цвет плеохроизма от коричневого или темно-коричневого до светло-желтого. Светопреломление биотита более высокое, чем одноименного минерала из бердичевских гранитов — $n_m = 1,660 - 1,650$.

Аксессуарный монацит встречается в виде единичных округлых зерен размером 0,1—0,4 мм с высоким рельефом и яркой интерференционной окраской.

Апатит — очень редкий минерал, чаще всего ассоциирует с плагиоклазом.

Циркон, магнетит, ильменит наблюдаются в виде единичных зерен.

Вторичные минералы — мусковит, серицит и хлорит — развиваются по полевым шпатам и биотиту.

По химическому составу и кристаллооптическим свойствам темноцветные породообразующие минералы из бердичевских гранитов, биотито-гранатовых мигматитов и сингенетических пегматоидных гранитов очень сходны. Поэтому характеристика их приведена совместно.

Темноцветные минералы

К темноцветным минералам относятся гранат и биотит. Эти минералы отмечены почти во всех разновидностях гранитов западной части Украинского щита.

Гранат — довольно характерный минерал для бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов. В шлифах он чаще всего образует изометричные зерна. О соотношении с другими породообразующими минералами что-либо определенное сказать трудно. Зерна правильной формы встречаются редко. Включения в гранате чаще всего представлены биотитом. Размеры монокристаллов граната изменяются в широких пределах, но не превышают 1—2 см; агрегатные же

скопления граната с редкими включениями кварца и биотита иногда достигают 4—5 см в диаметре.

Показатели преломления гранатов (табл. 21) — 1,787—1,800, удельный вес — 4,114—4,256 (определения светопреломления выполнены Е. С. Луговской в жидкостях на фосфорной основе). Величины светопреломления и удельный вес определяются соотношением алмазидиновой и пироповой молекул в гранате.

Таблица 21

Светопреломление и железистость гранатов

Номер образца	n	$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \times 100\%$	Уд. вес
101/59	1,795 ± 0,005	80	4,254
31	1,800 ± 0,005	81	He опр.
204/63	1,795 ± 0,005	79	4,210
110/59	1,800 ± 0,005	85	4,212
49	1,796 ± 0,002	82	4,114
189 ^b	1,794 ± 0,005	80	4,178
515	1,787 ± 0,002	77	4,121
515 ^a	1,800 ± 0,002	86	4,222
50	1,798 ± 0,005	83	4,158
109/59	1,800 ± 0,005	85	4,185
105/59	1,794 ± 0,005	78	4,136
108/62	1,794 ± 0,002	80	4,155
2096	1,804 ± 0,005	79	4,142
539	1,810 ± 0,005	85	4,256
984/64	He опр.	81	4,289
15/60	1,796 ± 0,002	76	4,171
5	He опр.	72	3,92
7	» »	71	4,08
Среднее	1,797	80	4,165

Таблица 22

Светопреломление и железистость биотитов из гранитов и пегматитов бердичевского комплекса

Номер образца	n_m	Железистость, % $\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \times 100\%$	Уд. вес
101/59	1,646	53,1	3,102
103/59	1,648	51,3	3,090
170/57	1,644	55,4	3,074
105/59	1,642	44,3	3,100
602	1,658	48,3	3,120
2096	1,646	50,5	2,939
189	1,640	40,9	3,103
15/60	1,668	43,1	3,050
51/61	1,648	41,0	3,100
539	1,644	55,7	3,096
512 ^a	1,648	50,1	He опр.
109/59	1,654	53,7	3,086
110/59	1,648	52,8	3,098
40/61	1,639	56,5	3,080
301	He опр.	57,1	He опр.
301 ^a	» »	56,9	» »
302	» »	54,0	» »
303	» »	63,1	» »
305	» »	51,3	» »
Среднее	1,648	51,5	3,080

Между общей железистостью, рассчитанной по данным химического анализа $\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$, и светопреломлением установлена прямая зависимость.

Биотит в гранитах и пегматитах бердичевского комплекса распределен крайне неравномерно, содержание его в породе изменяется от 1,5 до 20%, в среднем составляя 10,2%. Под микроскопом биотит обычно оранжево- или красно-коричневый. Плеохроизм четкий.

Ю. Ир. Половинкина заметила, что красный оттенок характерен для наименее железистых разновидностей. По данным Холла (Hall, 1941), красноватый цвет биотита обусловлен повышенным содержанием титана. Биотиты бердичевских гранитов, а также гранитов побужского комплекса содержат повышенные количества титана — до 4,5%. Биотиты всех других разновидностей пород западной части щита бедны титаном.

Светопреломление биотитов изменяется в пределах 1,635—1,658, железистость — 44,0—63,0%. В табл. 18 приведены измерения показателей преломления биотитов преимущественно из бердичевских гранитов; в табл. 22 — светопреломление образцов, охарактеризованных химическими анализами.

В целом железистость биотитов, полученная по светопреломлению с помощью диаграммы В. С. Соболева и рассчитанная по данным химического анализа, совпадает. Исключение составляют некоторые анализы биотитов, отличающихся повышенным содержанием TiO_2 .

Таким образом, характерные свойства биотитов и гранатов бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов могут быть использованы для корреляции гранитоидов отдельных районов Украинского щита.

ПОБУЖСКИЙ КОМПЛЕКС

Аллохтонные граниты и пегматиты, относимые к побужскому комплексу, залегают чаще всего в виде маломощных тел среди гнейсов и мигматитов. Для них характерны специфические особенности состава породообразующих и акцессорных минералов. Этот комплекс представлен биотитовыми, гранато-биотитовыми гранитами, жильными пегматитами (эпигенетическими) и пегматитами с наложенной метасоматической минерализацией. Данные разновидности гранитов обычно называют аплито-пегматоидными, что обусловлено их структурными особенностями.

Аплито-пегматоидные граниты, как особая фацциальная разновидность гранитоидов Украинского щита, в составе которых мало темноцветных минералов и преобладают калиевые полевые шпаты, известны во многих районах Украинского щита. Эти граниты обычно образуют послойные линзы, перемежающиеся с гнейсами и мигматитами, или представлены секущими телами незначительных размеров.

О генезисе и возрасте аплито-пегматоидных гранитов среди исследователей Украинского щита нет единого мнения.

В. И. Лучицкий (1947) относил аплито-пегматоидные граниты отдельных районов Украинского щита к производным различных магм и придавал большое значение метасоматическим процессам, «выборочному плавлению» и палингенезу.

Н. И. Безбородько назвал аплито-пегматоидные граниты Украинского щита днепровскими. Исходными для этих гранитов, по его данным, являлись магмы «различной глубинности».

Л. Г. Ткачук (1947) рассматривал аплито-пегматоидные граниты Подолья как составной элемент сложного чарнокито-норитового комплекса.

Н. П. Семененко (1948) вначале выделил аплито-пегматоидные граниты, связанные с субширотными структурами, в самостоятельный днепровско-токовский интрузивный комплекс. В последние годы он отказался от таких представлений, считая, что аплито-пегматоидные граниты принадлежат различным возрастным группам интрузивных пород.

Ю. Ир. Половинкина (1954) полагает, что «решение вопроса о принадлежности розового аплитоидного гранита различных районов Украины к тому или иному комплексу гранитов составляет одну из очередных задач исследователей». Но в стратиграфической схеме Украинского щита, вслед за Н. П. Семененко, она объединяет все аплито-пегматоидные граниты Украинского щита в единый днепровско-токовский комплекс, считая, что в большинстве случаев эти граниты образовались метасоматическим путем.

А. Н. Козловская (1966) относит розовые аплито-пегматоидные граниты западной части Украинского щита к подольскому комплексу. По ее данным, они расположены в основании комплекса.

В результате сравнительного изучения геологического положения, акцессорной минерализации и данных определений изотопного возраста установлено, что розовые аплито-пегматоидные граниты Украинского щита не могут быть отнесены к единому комплексу, в который

объединены граниты, подобные по петрографическому составу, но различные по происхождению и возрасту. Это противоречит понятию комплекса, сформулированному Ю. А. Кузнецовым (1964). По его определению, в единый комплекс могут быть объединены лишь породы, «близкие по возрасту и геологической обстановке образования».

Геологические соотношения аллохтонных гранитов и эпигенетических пегматитов с вмещающими породами

Аплито-пегматоидные граниты с голубоватым кварцем широко распространены в западной части Украинского щита от г. Уланова на севере до р. Днестра на юге. Наиболее полно условия залегания этих гранитов по естественным обнажениям и буровым скважинам изучены в Верхнем Побужье.

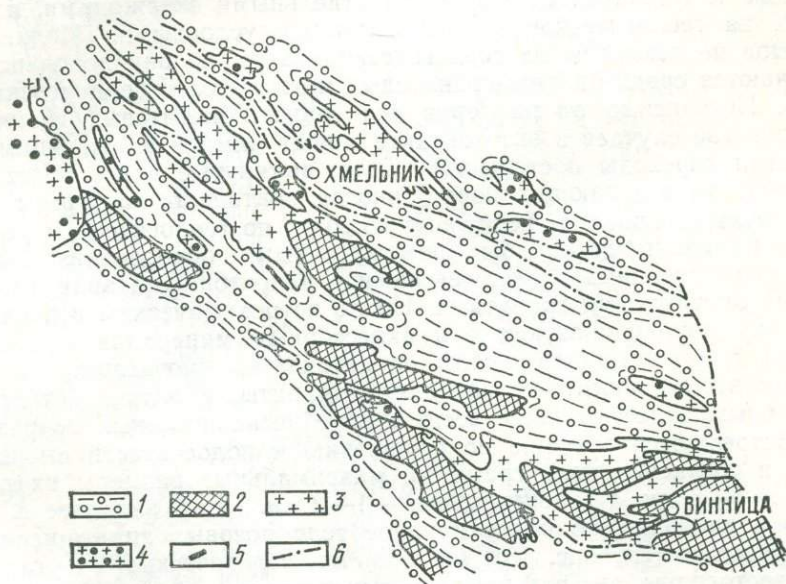


Рис. 10. Схематическая геологическая карта верховьев р. Юж. Буга:

1 — биотито-гранатовые мигматиты; 2 — чарнокиты; 3 — гранато-биотитовые граниты; 4 — биотитовые аплито-пегматоидные граниты; 5 — дайки диабазов; 6 — разрывные нарушения.

Среди гранитов этой группы отчетливо выделяются две разновидности: розовые, преимущественно пегматоидные, с биотитом и серые мелкозернистые до аплитоидных, в которых наряду с биотитом отмечен и гранат. Первые ассоциируют с чарнокитами и пироксено-плагиоклазовыми гнейсами, вторые — с бердичевскими гранитами и биотито-гранатовыми мигматитами.

Гранато-биотитовые граниты часто наблюдаются в виде шпироподобных «слепых» линз или образований неправильной формы среди биотито-гранатовых мигматитов и бердичевских гранитов (фото 20). Иногда они тесно перемежаются с меланократовыми бердичевскими гранитами. Значительно реже эти граниты образуют секущие жильные тела среди полосчатых биотито-гранатовых мигматитов. Но в последнем случае обычно видно, как секущие тела гранитов переходят в послыинные. Гранато-биотитовые граниты секущих тел отличаются однородным составом и хорошо проявленной горизонтальной отдельностью (фото 21).

Как видно из схематической геологической карты (рис. 10), описываемые граниты залегают в виде небольших вытянутых вдоль длинной

оси тел, ориентированных согласно с общим направлением складчатости. Наиболее крупное тело гранато-биотитовых гранитов расположено юго-западнее г. Хмельника. В тектоническом отношении оно приурочено к антиклинальной складке и вытянуто вдоль оси ее примерно на 20 км.

Второе тело гранато-биотитовых гранитов расположено северо-восточнее г. Хмельника. Протяженность его вдоль длинной оси — около 10 км, в поперечнике — 2—3 км. К юго-восточной части этого тела граниты постепенно сменяются тонкополосчатыми мигматитами. В целом среди чередующихся полос биотито-гранатовых мигматитов и гранато-биотитовых гранитов преобладают первые. Мощность описанных разновидностей пород изменяется от нескольких миллиметров до 2—3 м (фото 22).

Менее изучены тела гранато-биотитовых гранитов, расположенных в районе г. Винницы. Они вскрыты отдельными скважинами, и контуры их на геологической карте являются условными. Мелкие тела гранитов не показаны на геологической карте, но они довольно часто встречаются среди биотито-гранатовых мигматитов и бердичевских гранитов. Независимо от размеров тел гранато-биотитовых гранитов, в большинстве случаев в экзоконтакте между ними и вмещающими мигматитами переходы постепенные. Тела, вытянутые вдоль простирания полосчатости вмещающих пород, иногда повторяют контуры складчатых структур. Гранато-биотитовые граниты по геологическим условиям залегания являются как бы промежуточными образованиями между типично автохтонными бердичевскими и аллохтонными аплито-пегматоидными биотитовыми гранитами. Но по петрохимическим особенностям и составу порообразующих и аксессуарных минералов они приближаются к аллохтонным аплито-пегматоидным биотитовым гранитам.

Биотитовые аплито-пегматоидные граниты, в отличие от гранато-биотитовых, залегают чаще всего в виде незначительных по размерам тел. Встречаются секущие по отношению к полосчатости вмещающих пород и согласные тела гранитов; максимальные размеры их не превышают 5—6 км, а в поперечнике — 1—2 км. Лишь западнее с. Новой Синявки расположено более крупное тело розовых аплито-пегматоидных гранитов (см. рис. 10). Однако морфологические очертания его мало достоверны, так как контуры выделены на основании редкой сети скважин. Неясной осталась западная граница этого тела.

Контакты между описываемыми гранитами и вмещающими биотито-гранатовыми мигматитами и гнейсами резкие, четкие. Лишь в том случае, когда эти граниты залегают среди чарнокитов, между ними наблюдаются постепенные переходы. Тогда чарнокиты как бы «пропитаны» новообразованиями калиевого полевого шпата (фото 23).

Если среди гранитов встречаются реликтовые пачки гнейсов, то в приконтактных зонах эти породы обогащаются ориентированными порфиробластами калиевого полевого шпата. Гнейсы и мигматиты с очковыми выделениями калиевого полевого шпата наблюдаются в виде узких полос вдоль контактов тел розовых гранитов, подчеркивая тем самым контуры складчатых структур.

Для аплито-пегматоидных гранитов побужского комплекса характерны пегматиты, среди которых по геологическим условиям, минеральному составу и текстурно-структурным особенностям выделяются два типа: пегматиты и пегматоидные граниты с наложенной альбитизацией и биотитизацией, размещение которых контролируется зонами контактов чарнокитов и биотито-гранатовых мигматитов, секущие жилы пегматитов.

Пегматиты и пегматоидные граниты первого типа с помощью поверхностных выработок и буровых скважин изучены наиболее полно. Они залегают в виде параллельных тел, характеризующихся нечеткими

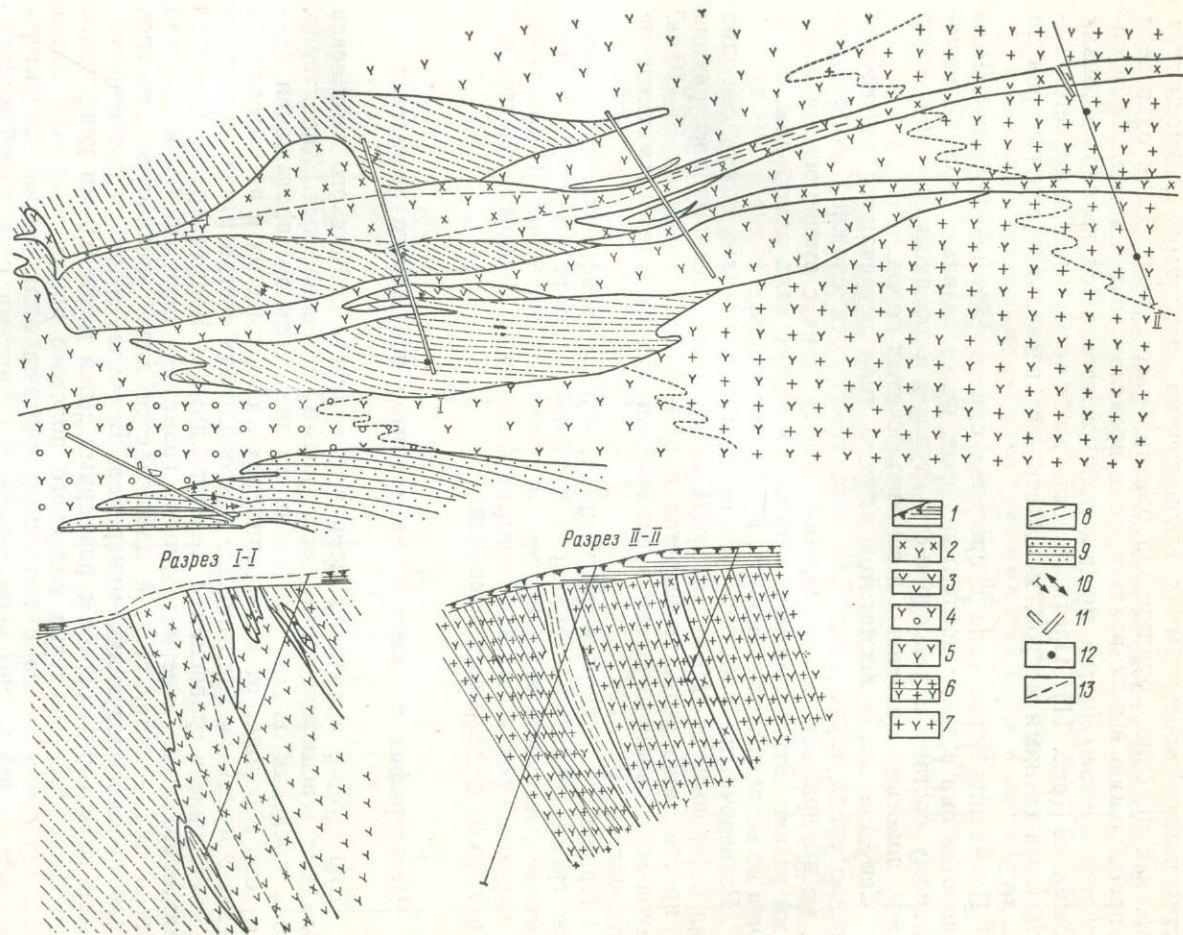


Рис. 12. План и разрезы тел пегматитов:

1 — почвенно-растительный слой и суглинки; 2 — пегматиты розовые; 3 — чарнокиты полосчатые (мигматиты пироксено-плагиоклазовые); 4 — чарнокиты пегматитовидные; 5 — чарнокиты среднезернистые; 6 — мигматиты пироксено-гранатовые; 7 — граниты пироксено-гранатовые; 8 — гнейсы гранатиобитовые; 9 — гнейсы пироксено-плагиоклазовые; 10 — элементы залегания полосчатости пород; 11 — каналы и их номера; 12 — скважины; 13 — распределение акцессорного монацита в пегматитах.

постепенными контактами с вмещающими породами. Размещаются тела, как правило, группами на близких расстояниях. Если одно тело по простиранию выклинивается, то в пределах зоны на смену ему появляется другое. Иногда мощное тело разветвляется на серию тонких прожилков (рис. 11). Протяженность линз пегматитов измеряется несколькими сотнями метров, мощность — от нескольких сантиметров до 30—40 м.

Пегматиты этого типа в пределах одного тела неоднородны. Размещаются они в зонах контактов пород, резко отличающихся по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям, чаще всего между полосами массивных и тонкополосчатых пород.

Секущие жилы пегматитов второго типа встречаются преимущественно среди чарнокитов. Они характеризуются сложной морфологией, не выдержаны по простиранию, контакты их с вмещающими породами резкие. Эти пегматиты в пределах одного тела однородны, в них почти не встречаются ксенолиты вмещающих пород.

Разведочными работами установлено, что протяженность секущих жил не превышает 100 м; мощность их на незначительных расстояниях по простиранию резко изменяется и обычно не превышает 15—20 м. Какой-либо закономерности в размещении секущих тел пегматитов не установлено (рис. 12).

Приведенные данные показывают, что по геологическому положению среди гранитов побужского комплекса можно выделить конкордантные и секущие тела, причем преобладают последние. Наблюдаются переходы согласных тел гранитов в секущие. Поэтому аллохтонный характер их не вызывает сомнения.

Петрография и минералогия гранитов побужского комплекса

Биотитовые аплитопегматоидные граниты побужского комплекса обладают специфическими текстурными особенностями. Характерно, что в пределах одного обнажения на значительном протяжении (1—2 м) они переходят от мелкозернистых и аплитовидных к пегматоидным. Мелкозернистые и аплитовидные разновидности всегда имеют подчиненное значение в сравнении с пегматоидными. Взаимопереходы между мелкозернистыми и пегматоидными гранитами выражаются в том, что состав их не изменяется, а наблюдается лишь увеличение размеров зерен породообразующих минералов. Вначале среди мелкозернистой массы гранитного состава с размерами зерен менее 0,5 мм появляются отдельные крупные зерна калиевого полевого шпата и кварца, затем мелкозернистая масса с нечеткими чертами аплитовидной структуры сменяется существенно пегматоидными гранитами с породообразующими минералами размером 5—15 мм. Такие взаимопереходы наблюдаются довольно часто.

Гранато-биотитовые граниты более однородны в текстурном отношении. В их составе преобладают средне- и мелкозернистые разновидности, подчиненное значение имеют крупнозернистые граниты.

В секущих и конкордантных телах пегматитов преобладают блоковые текстуры, исключительно редко встречаются пегматиты с письменной структурой.

Главнейшими породообразующими минералами всех разновидностей гранитов и пегматитов данного комплекса являются полевые шпаты, кварц и биотит. Редко встречаются мусковит, развивающийся за счет замещения биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, монацитом, цирконом, сфеном.

Как видно из табл. 23, биотитовые граниты и пегматиты содержат больше кварца, чем гранато-биотитовые. Если в последних содержание

Количественно-минеральный состав гранитов побужского комплекса, %

Номер шли-фа	Плагио-клаз	Орто-клаз	Микро-клин	Кварц	Биотит	Гранат	Мона-цит	Циркон	Апатит
Биотитовые аплиты-пегматоидные граниты и пегматиты									
552	2,7	48,7	Нет	45,9	2,7	Нет	Ед. з.	Нет	Нет
590	28,7	Нет	32,2	33,3	5,8	»	Нет	»	»
677 ^б	35	»	30	28	7	»	Ед. з.	»	»
К-3/1	22,9	»	22,9	39,3	11,4	»	3,5	»	»
10587/7	Нет	»	65	20	15	»	Нет	»	»
К-33/1	60	15	20	20	5	»	Ед. з.	»	»
4/3	20	58,6	Нет	21,4	Ед. з.	»	»	»	»
К-18/1	5	65	»	25	5	»	Нет	Ед. з.	»
К-27/1	5	65	»	20	10	»	Ед. з.	Нет	»
86/2	10	65	»	20	5	»	Нет	»	»
10589/3	Нет	44,6	»	55,4	Ед. з.	»	Ед. з.	»	»
10587/4	11,3	66,4	»	15,7	5	»	1,6	»	»
К-19/1	14,6	60,9	»	24,4	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	»	»
10573/4	7,2	41,4	»	28,5	22,9	Нет	Нет	»	»
К-39/9	34,4	9,4	»	56,2	Ед. з.	»	»	»	»
1258/1	35	35	»	30	Нет	»	»	»	»
10603/2	20	Нет	40	30	10	»	»	»	»
1401/1	10	55	Нет	30	5	»	»	»	»
1267/1	16,1	40,5	»	37,8	2,8	»	»	»	2,8
15/10	55	Нет	»	45	Ед. з.	»	»	»	Нет
1212/1	55	Ед. з.	»	30	15	»	»	»	»
10603/9	40	»	»	20	40	»	Ед. з.	»	»
10591/1	22,3	»	46	23,7	7	»	»	»	»
10579/2	4	»	50	15	30	»	Нет	»	»
10522/1	3,5	47,7	Нет	28,8	20	»	»	Ед. з.	»
10523/1	19,8	40,8	»	39,4	Нет	»	»	Нет	»
10509/2	11	72,7	»	7,2	9,1	»	Ед. з.	»	»
10528/3	28,3	Нет	27,2	13,5	30,9	»	Нет	»	Ед. з.
10559/3	Ед. з.	65	Нет	25	5	5	Ед. з.	»	Нет
2271/2	10	Нет	70	20	Ед. з.	Нет	»	»	»
2315/4	10	»	50	35	5	»	»	»	»
2540/1	3	»	70	7	10	»	Нет	»	10
2564/1	35	»	30	35	Ед. з.	»	»	»	Нет
2512/1	20	»	45	35	Ед. з.	»	»	»	»
2288/2	10	»	65	25	Нет	»	Ед. з.	»	»
2313/2	35	Нет	20	35	10	»	»	»	»
1508/1	35	»	25	38	2	Нет	Ед. з.	Нет	Нет
2657/1	30	Нет	43,0	25	2	»	»	»	»
Среднее	19,8	Нет	44,2	28,1	7,7	Нет	Ед. з.	Ед. з.	0,2

Гранато-биотитовые граниты

499/1	Ед. з.	Нет	62	37	Нет	Ед. з.	Нет	Нет	Нет
540	43	»	31	26	»	»	»	»	»
544	Нет	»	80	19	»	1	»	»	»
614 ^а	36,8	»	27,5	35,7	»	Ед. з.	»	Ед. з.	»
438/1	37,8	»	38,4	20	3,8	»	»	Нет	»
533/1	34,5	»	36,9	28,6	Нет	»	»	»	»
10552/2	Нет	70	Нет	25	»	5	»	»	»
10601/4	25	Нет	45	20	Ед. з.	10	»	Ед. з.	»
10601/5	30	»	47	15	8	Нет	Ед. з.	Нет	»
10599/1	74	»	Нет	20	5	1	Нет	»	»
10599/3	Ед. з.	»	70	20	10	Нет	»	»	»
1711/1	5	»	66	25	2	2	»	»	»
К-55/1	5	»	65	25	5	Ед. з.	»	»	»
10603/4	Нет	»	40	10	40	10	»	»	»
1240/1	62,1	»	Ед. з.	1,6	26,8	4,2	5,3	»	»
1241/3	Нет	»	73	20	7	Нет	Нет	»	»
1214/1	45	»	Ед. з.	25	25	5	Ед. з.	»	»
10597/8	Нет	»	40	30	30	Нет	Нет	»	»
К-24/2	14,3	»	57,1	21,4	1,5	5,7	»	»	»
10590/4	11,7	45,3	Нет	39,2	3,1	0,7	Ед. з.	»	»

Номер шли-фа	Плаги-оклаз	Орто-клаз	Микро-клин	Кварц	Биотит	Гранат	Мона-цит	Циркон	Апатит
10602/2	Нет	79	Нет	15	1	5	Нет	Нет	Нет
10552/3	65,8	Нет	»	15,8	18,4	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	»
10552/4	16	60	»	8	16	Нет	» »	Нет	»
2632/1	5	Нет	55	40	Нет	Ед. з.	Нет	»	»
10551/1	30	»	25	30	5	10	»	»	»
4/2	30	»	50	20	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	»	»
261/1	25		60	15	Ед. з.	» »	Нет	Ед. з.	»
Среднее	22,1		45,3	22,5	7,7	2,4	Ед. з.	Ед. з.	»
Общее среднее	20,7		44,7	25,9	7,7	1,0	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.

кварца составляет в среднем 22,5%, то в первых — 28,1%. По содержанию остальных породообразующих минералов (за исключением граната) они отличаются в меньшей степени.

Средний количественно-минеральный состав описываемых гранитов следующий (в %): плагиоклаз — 20,7, калиевый полевой шпат — 44,7, кварц — 25,9, биотит — 7,7, гранат и аксессуарные минералы — 1,0.

В гранитах и пегматитах четко наблюдаются замещения одних минералов другими. Это в первую очередь касается пегматоидных гранитов и пегматитов с наложенной метасоматической минерализацией. Так, новообразования альбита развиваются по калиевому полевому шпату, причем агрегатные скопления альбита часто образуют жилки или выделения неправильной формы (фото 24). Биотит замещает калиевый полевой шпат или вместе с аксессуарным монацитом выполняет трещины. Новообразованием является также и мелко-агрегатный кварц, который широко распространен там, где порода интенсивно катаклазирована (фото 25). Степень изменения пегматоидных гранитов с проявлением метасоматической минерализации различная — от слабо катаклазированных, в которых новообразования кварца и слюды появляются в виде тонких линзовидных образований (фото 26), до сильно дробленных пород, представляющих собой типичные милониты с полосчатой структурой (фото 27).

Катаклиз и дробление породы сопровождалось не только альбитизацией и биотитизацией, но и выделением редкоземельных минералов. Эти явления наиболее широко проявились в конкордантных телах пегматитов.

Структура гранитов данного комплекса гипидиоморфнозернистая, часто катакластическая, иногда проявлены мirmekиты (фото 28). Катакластическая структура большей частью встречается в биотитовых аплито-пегматоидных гранитах и пегматитах, а гипидиоморфнозернистая — в гранато-биотитовых гранитах.

Из породообразующих минералов во всех разновидностях гранитов и пегматитов побужского комплекса преобладает калиевый полевой шпат, который представлен ортоклазом и микроклином. Измерения калиевых полевых шпатов на федоровском столике показали, что в гранато-биотитовых гранитах микроклин встречается чаще, чем в биотитовых аплито-пегматоидных, хотя и в тех, и в других ортоклаз преобладает над микроклином.

Калиевый полевой шпат образует крупные идиоморфные зерна размером 3—5 мм (10—15 мм в пегматитах). Всегда наблюдаются много-

Калиевые полевые шпаты гранитов и пегматитов побужского комплекса

Номер шлифа	$N_{100} \pm 001$, град	$N_{100} \pm 010$, град	$-2V$, град	Минерал	Номер шлифа	$N_{100} \pm 001$, град	$N_{100} \pm 010$, град	$-2V$, град	Минерал
Биотитовые аплитопегматондные граниты и пегматиты					Биотитовые аплитопегматондные граниты и пегматиты				
552	6	Не опр.	65	Ортоклаз	10573/3	6	Не опр.	72	Ортоклаз
10588/6	5	» »	66	»	К-39/2	5	» »	60	»
10587/7	13	» »	80	Микро- клин	1267/1	4	» »	65	»
10589/6	12	» »	75	Микро- клин	10591/1	13	» »	83	Микро- клин
4/5	7	» »	63	Ортоклаз	10522/1	6	1	54	Ортоклаз
86/2	5	» »	64	»	10509/2	8	Не опр.	56	»
10588/3	3	» »	73	»	10530/1	4	3	66	»
10587/4	Не опр	4	Не опр.	»	Гранато-биотитовые граниты				
10543/2	8	Не опр.	68	»	499/1	12	Не опр.	85	Микро- клин
10573/4	6	» »	70	»	614 ^a	13	» »	82	Микро- клин
10573/5	8	» »	67	»	10590/5	7	» »	60	Ортоклаз
1397/1	13	» »	83	Микро- клин	10599/3	13	» »	84	Микро- клин
10589/2	7	» »	68	Ортоклаз	10541/1	5	» »	—	Ортоклаз
10579/2	Не опр.	17	Не опр.	Микро- клин	10587/9	6	» »	68	»
10523/1	» »	1	61	Ортоклаз	10599/3	5	» »	59	»
10528/3	» »	17	78	Микро- клин	*540	—	18	83	Микро- клин
602/60	12	Не опр.	82	Микро- клин	10552/2	5	Не опр.	62	Ортоклаз
10589/9	13	» »	84	Микро- клин	10601/6	5	» »	62	»
4/3	7	» »	72	Ортоклаз	К-55/1	13	» »	83	Микро- клин
К-18/1	8	» »	69	»	10590/4	5	» »	64	Ортоклаз
К-27/1	7	» »	60	»	10602/2	4	» »	65	»
4/4	5	» »	72	»					
10589/3	4	» »	72	»					
К-19/1	—	2	—	»					
10575/3	4	Не опр.	70	»					

численные пертитовые вроски альбита разнообразной формы и величины, чаще всего мелкие, хорошо различимые при больших увеличениях, реже — более крупных размеров (до 0,8 мм). Вытянутые пертитовые вроски всегда ориентированы в одном направлении (фото 29). Хорошо проявлена спайность. В некоторых случаях по трещинам зерен калиевого полевого шпата и биотита развивается мусковит. Кристаллооптические константы калиевых полевых шпатов приведены в табл. 24.

Плагиоклаз встречается в значительно меньшем количестве, чем калиевый полевой шпат. Среднее содержание его во всех разновидностях гранитов примерно составляет 20%, причем в гранато-биотитовых гранитах плагиоклаза немного больше, чем в биотитовых. Представлен он слабодиформными зернами размером 0,5—2,5 мм, часто наблюдается в виде реликтовых зерен в калиевом полевым шпате. В этом случае плагиоклаз серицитизирован. Двойники нечеткие, расплывчатые (фото 30). Очень редко встречаются антипертитовые вроски калиевого полевого шпата (фото 31). Спайность выражена плохо. Кристаллооптические константы приведены в табл. 25. Основность плагио-

Плаггиоклазы гранитов побужского комплекса

Номер образца	n'_g	n'_p	$n'_g - n'_p$	Номер плаггиоклаза	Номер образца	n'_g	n'_p	$n'_g - n'_p$	Номер плаггиоклаза
Плаггиоклазы биотитовых аплитов-пегматоидных гранитов и пегматитов					10528/3	1,546	1,538	0,008	18
10587/5	1,550	1,544	0,006	28	10543/4	1,552	1,545	0,007	32
10589/9	1,550	1,543	0,007	28	2288/2	1,543	1,537	0,006	17
К-19/1	1,542	1,535	0,007	13	1508/1	1,546	1,540	0,006	20
10603/2	1,546	1,540	0,006	20	2657/1	1,543	1,534	0,009	14
15/10	1,551	1,545	0,006	30	Среднее	1,548	1,542	0,006	24
1337/2	1,547	1,540	0,007	20	Плаггиоклазы гранато- биотитовых гранитов				
10591/1	1,553	1,546	0,007	34	540	1,550	1,544	0,006	28
10596/1	1,550	1,544	0,006	28	10599/1	1,545	1,538	0,007	16
10530/1	1,546	1,539	0,007	19	1240/1	1,552	1,545	0,007	32
2512/1	1,546	1,539	0,007	20	10541/1	1,542	1,535	0,007	13
2313/2	1,546	1,540	0,006	20	10552/3	1,549	1,543	0,006	26
4/2	1,549	1,543	0,006	24	261/1	1,549	1,543	0,006	26
К-3/1	1,549	1,543	0,006	26	10601/5	1,545	1,538	0,007	16
К-33/1	1,551	1,545	0,006	30	10603/3	1,547	1,540	0,007	20
10573/3	1,551	1,544	0,007	30	1214/1	1,550	1,543	0,007	28
1267/1	1,554	1,547	0,007	36	10587/9	1,544	1,537	0,007	16
1212/1	1,550	1,544	0,006	28	10551/1	1,549	1,543	0,006	26
К-31/3	1,550	1,543	0,007	28	Среднее	1,548	1,541	0,007	23
10523/1	1,548	1,542	0,006	24					

клавов биотитовых и гранато-биотитовых гранитов одинаковая — № 23—24.

Альбит обычно является вторичным минералом. В новообразованном альбите иногда наблюдаются тонкие, четкие полисинтетические двойники.

Кварц играет существенную роль в составе гранитов, содержание его в биотитовых и гранато-биотитовых гранитах изменяется в пределах 7—55% (при среднем значении около 26%). Размеры зерен кварца — 2—4 мм, достигая 20 мм в пегматоидных разностях и пегматитах. Преобладают ксеноморфные зерна кварца с характерным для катаклазированных пород облачным, волнистым, мозаичным угасанием. На стыках крупных зерен калиевого полевого шпата и плаггиоклаза часто наблюдается мелкоагрегатный новообразованный кварц, причем в биотитовых гранитах и метасоматически измененных пегматитах он встречается чаще и в значительно больших количествах, чем в других разностях пород данного комплекса.

Биотит в описываемых гранитах и пегматитах встречается повсеместно, в количестве не более 10%. Форма зерен — изометричные и неправильной формы лейсты, размеры — 0,1—1,2 мм. В биотитовых гранитах и пегматитах биотит часто ассоциирует с альбитом и новообразованиями кварца. В лейстах с хорошо проявленной спайностью наблюдается плеохроизм от густо-коричневого с красноватым оттенком до чуть желтоватого цвета. В табл. 26 представлены показатели преломления биотита. Среднее значение светопреломления для биотита из гранитов — 1,645—1,649. Светопреломление для биотита из пегматитов и пегматоидных гранитов выше (табл. 27). Прямая зависимость между величиной светопреломления и железистостью не отмечена, что обусловлено высоким содержанием титана в биотите (см. гл. VI).

Светопреломление биотитов из гранитов побужского комплекса

Номер образца	n_m	Номер образца	n_m	Номер образца	n_m	Номер образца	n_m
Биотитовые аплитно-пегматоидные граниты и пегматиты							
602/62	1,642	K-20/2	1,655	10589/9	1,651	10603/2	1,642
K-3/1	1,654	1741/1	1,650	K-33/1	1,646	15/10	1,656
10587/7	1,645	1267/1	1,645	K-18/1	1,651	10589/2	1,643
10589/6	1,655	K-31/3	1,655	K-27/1	1,646	10579/2	1,655
4/5	1,637	10591/1	1,651	87/3	1,645	10528/3	1,650
86/2	1,645	10509/2	1,644	1207/2	1,647	10568/1	1,645
210/2	1,645	10530/1	1,644	10589/3	1,651	2512/1	1,658
4/4	1,647	10543/4	1,655	K-19/1	1,657	11/60	1,659
10587/4	1,651	10/60	1,661	10575/3	1,638		
10543/3	1,645	620 ^a	1,644	K-39/3	1,655		
10573/4	1,643	10588/6	1,640	10590/5	1,653	Среднее	1,649
Гранато-биотитовые граниты							
0601/5	1,635	10541/1	1,653	10599/1	1,637	10590/4	1,645
10599/3	1,639	10602/2	1,637	10603/3	1,642	10552/3	1,649
10603/4	1,646	10552/4	1,649	1240/1	1,645	9/60	1,650
1214/1	1,659	112/59	1,648	10597/8	1,646	545	1,648
						Среднее	1,648

Гранат обнаружен главным образом в гранато-биотитовых гранитах. В аплитно-пегматоидных биотитовых разновидностях и пегматитах он встречается крайне редко. Представлен гранат изометричными зернами, разбитыми трещинами, по которым иногда развивается биотит. Размеры зерен достигают 3—4 мм. Цвет граната розовый, светло-розовый, реже желтовато-розовый. Блеск жирный, а у бледноокрашенных

Таблица 27

Удельный вес, светопреломление и железистость биотитов из гранитов побужского комплекса

Номер образца	Уд. вес	n_m	Железистость, %	Порода
			$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \times 100\%$	
9723/6	3,080	1,644	36,2	Гранато-биотитовый гранит
10/60	3,020	1,661	37,1	Пегматит
701Г	3,020	Не опр.	47,7	»
11/60	3,030	1,659	39,9	»
9/60	3,037	1,650	43,1	»
112/59	3,026	1,648	40,9	»
523 ^a	3,059	1,648	46,6	Биотитовый гранит
545	3,169	1,648	40,4	Гранато-биотитовый гранит
620 ^a	3,063	1,644	41,4	Пегматит
5/60	3,081	1,652	42,6	»
16/60	3,020	1,654	40,6	»
566	3,073	1,650	36,2	»
624	3,077	1,652	40,7	Биотитовый гранит
50/61	3,094	1,656	48,5	Пегматит
7/60	3,047	1,656	47,5	»
47/61	3,026	1,640	53,7	»
6/60	3,083	1,657	49,1	»
Среднее	3,061	1,651	43,0	

Железистость и светопреломление гранатов из гранитов побужского комплекса

Номер образца	n	Железистость, %		Номер образца	n	Железистость, %	
		$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \times 100\%$	\times			$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \times 100\%$	\times
532	1,794	—		9/60	1,792	74	
5/60	1,788	73		545	1,798	70	
14/60	1,784	66		16/60	1,789	71	
112/59	1,790	73		598	1,783	66	
523 ^a	Не опр.	70		10	Не опр.	73	
1/60	1,788	72		11	» »	64	
6/60	1,790	79					
				Среднее	1,789	70,9	

разностей интенсивно стеклянный. Показатели преломления граната — 1,783—1,798 (табл. 28). Железистость его более низкая, чем у гранатов из гранитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов.

Аксессуары минералы представлены монацитом и цирконом.

* * *

1. Граниты бердичевского и побужского комплексов резко отличаются между собой по геологическим условиям залегания. Если биотито-гранатовые граниты и мигматиты бердичевского комплекса залегают только в виде конкордантных тел среди гранато-биотитовых гнейсов, то биотитовые граниты побужского комплекса образуют преимущественно секущие тела, размещение которых контролируется контактами пород различного петрографического состава или реже — разломами.

Граниты бердичевского комплекса, как правило, не имеют резких границ с вмещающими гнейсами. Они постепенно через биотито-гранатовые мигматиты сменяются гнейсами. Напротив, биотитовые аплитопегматоидные граниты побужского комплекса имеют четкие контакты с вмещающими породами. Значительно реже в зоне контакта аплитопегматоидных гранитов и вмещающих гнейсов наблюдаются переходные породы с новообразованиями калиевого полевого шпата и биотита.

Эти данные в сочетании с другими (петрохимическими, минералогическими и петрологическими) признаками позволяют отнести граниты бердичевского комплекса к автохтонным, а биотитовые граниты побужского комплекса — к аллохтонным образованиям. Гранато-биотитовые граниты побужского комплекса занимают промежуточное положение. Они залегают в виде согласных и секущих тел, между которыми можно часто наблюдать взаимопереходы, и являются как бы связующим звеном между гранитами бердичевского и побужского комплексов.

2. Гранитам каждого комплекса характерны свои пегматиты. Сингенетические пегматиты бердичевского комплекса распространены ограниченно. Они образуют конкордантные линзы или маломощные секущие жилы. Часто встречаются «слепые» тела пегматитов среди бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов.

Среди пегматитов, генетически связанных с гранитами побужского комплекса, выделяются два типа: секущие жилы и конкордантные тела метасоматически измененных пегматитов, размещение которых контролируется зонами контактов пород различного петрографического состава.

Генетическое родство сингенетических пегматитов с гранитами бердичевского комплекса, а эпигенетических пегматитов — с гранитами побужского комплекса подтверждается не только геологическими данными, а и одинаковым составом аналогичных порообразующих и акцессорных минералов из тех и других образований.

3. По минеральному составу отдельные разновидности гранитов внутри одного комплекса сходны. Средние же количественно-минеральные составы гранитов каждого комплекса в отдельности, как и главные типы гранитов этих комплексов, существенно отличаются. Если биотито-гранатовые граниты бердичевского комплекса являются преимущественно плагиоклазовыми (Пл.— 40%, К. п. ш.— 10%), то в биотитовых гранитах побужского комплекса на долю плагиоклаза приходится всего лишь около 20%, а содержание калиевого полевого шпата в них составляет 45%. Что же касается граната, то он в бердичевских гранитах является порообразующим (11%), а в биотитовых гранитах встречается как акцессорный минерал. В бердичевских гранитах почти всегда наблюдается кордиерит, а в биотитовых гранитах он не был отмечен.

4. Одинаковые минералы из гранитов бердичевского и побужского комплексов заметно отличаются между собой. Плагиоклазы бердичевских гранитов являются более основными, чем плагиоклазы биотитовых гранитов побужского комплекса. Калиевые полевые шпаты гранитов побужского комплекса представлены преимущественно ортоклазом, тогда как в гранитах бердичевского комплекса преобладает микроклин.

Железистость сосуществующих граната и биотита в гранитах бердичевского комплекса составляет соответственно 80 и 51,5%, а в гранитах побужского комплекса — 71 и 43%.

КИРОВОГРАДСКО-ЖИТОМИРСКИЙ КОМПЛЕКС

Равномернозернистые и порфиroidные существенно микроклиновые граниты западной части Украинского щита в геологическую литературу вошли под названием житомирских и коростышевских. Вопросам петрографического состава и генезиса этих гранитов посвящено много работ.

По мнению Н. И. Безбородько (1935), житомирские и коростышевские граниты являются производными «мезомагм» и залегают в виде батолитов. Житомирский тип гранитов образует самостоятельный батолит, а коростышевский является краевой северо-восточной частью крупного массива, сложенного бердичевскими гранитами. В стратиграфической схеме Н. И. Безбородько коростышевские и житомирские граниты относятся к нижнему протерозою.

В. И. Лучицкий (1947), наиболее полно изучавший граниты района г. Коростышева, считал их типичными представителями порфиroidных гранитов, которые широко развиты и в других районах Украинского щита. Он предлагал называть порфиroidные граниты Украинского щита коростышевским типом.

О стратиграфическом положении гранитов кировоградско-житомирского комплекса среди исследователей Украины существуют самые различные мнения. Дискуссионным остается также и вопрос об объеме этого комплекса гранитов.

Полученные нами данные в последние годы свидетельствуют о том, что в западной части Украинского щита гранитоиды бердичевского комплекса являются, несомненно, более древними образованиями, чем граниты кировоградско-житомирского комплекса. Граниты же побужского комплекса близки по времени образования к породам кировоградско-житомирского комплекса, но геологическое положение гранитов этих комплексов совершенно различное. Первые, по терминологии

Ю. Кузнецова (1967), — типично постинверсионные, вторые — сининверсионные. Мы думаем, что в настоящее время назрела необходимость пересмотреть объемы кировоградско-житомирского и подольского комплексов.

Но если вопрос о стратиграфическом положении и объеме кировоградско-житомирского комплекса в целом еще остается открытым, то сходство петрографического состава гранитов района Кировограда и Коростышева доказано убедительно многими исследователями. Геологическими наблюдениями установлены постепенные переходы между коростышевскими и житомирскими гранитами. Эти граниты принадлежат к единому комплексу, так как они одновозрастны и образовались в близкой геологической обстановке.

Геологические условия залегания

Порфиroidные, равномернозернистые и розовые аплито-пегматоидные граниты широко распространены в верховьях Тетерева и Роси. В северном направлении эти граниты сменяются породами коростенского комплекса, а на юге — бердичевскими гранитами. Граниты житомирского и коростышевского типов являются более древними образованиями, чем породы Коростенского плутона.

Детальными исследованиями доказано, что житомирские и коростышевские граниты не образуют крупных массивов. Они залегают в виде разнообразных по форме и незначительных по размерам тел, наблюдаемых преимущественно среди пород гнейсовой серии, реже — среди гранитов более древнего — бердичевского комплекса. Поэтому вряд ли можно говорить о батолитоподобной форме залегания житомирских и коростышевских гранитов (Безбородько, 1935). Рассмотрим морфологию некоторых массивов гранитов этого комплекса.

В районе Житомира равномернозернистые граниты образуют обособленный массив, в тектоническом отношении приуроченный к ядру антиклинали, крылья которой сложены гнейсами и мигматитами. Размеры массива в поперечном сечении составляют 3—5, а в продольном — 12 км. С востока и запада граниты контактируют с интенсивно дислоцированными гнейсами и мигматитами. Причем восточный контакт неровный, извилистый, но в целом довольно крутой, а западный пологий. Граниты этого массива отличаются однородностью. Однако в приконтактных зонах мелкозернистые серые граниты постепенно сменяются розовыми аплитоидными разновидностями, а в породах кровли широко развиты послойные тела розовых пегматитов и аплитов. Значительно реже в массиве встречаются порфиroidные граниты. Характерно, что эта разновидность гранитов тяготеет к приконтактовым зонам массива.

Четкая перемежаемость серых мелкозернистых и порфиroidных гранитов устанавливается на левобережье Тетерева выше Житомира, где коренные породы вскрыты непрерывно на протяжении 700 м тремя каменоломнями. Здесь в направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается такая последовательность пород: однородные мелко- и среднезернистые серые граниты прослеживаются на протяжении 30—40 м, а затем постепенно крупность зерна в них увеличивается. Вначале изредка, а затем в значительном количестве появляются таблитчатые зерна розового полевого шпата; сменяют эти породы порфиroidные граниты типа коростышевских. Далее, вниз по течению Тетерева, в 200 м от первого карьера, порфиroidные граниты постепенно сменяются равномернозернистыми с несколько повышенным содержанием темноцветных минералов. Но в этих гранитах еще наблюдаются единичные порфиroidные зерна калиевого полевого шпата. Затем на протяжении 250—300 м каменоломней вскрыта полоса равномернозер-

нистых, типично житомирских гранитов, которые ниже по течению Тетерева переходят в порфиroidные граниты. Переходы между порфиroidными и мелко- и среднезернистыми гранитами постепенные и прослеживаются на протяжении 10—20 м.

Северо-западнее Житомира на левобережье р. Каменки расположено небольшое тело житомирских гранитов, вскрытое каменоломнями карьероуправления «Соколова Гора». От описанного массива это тело

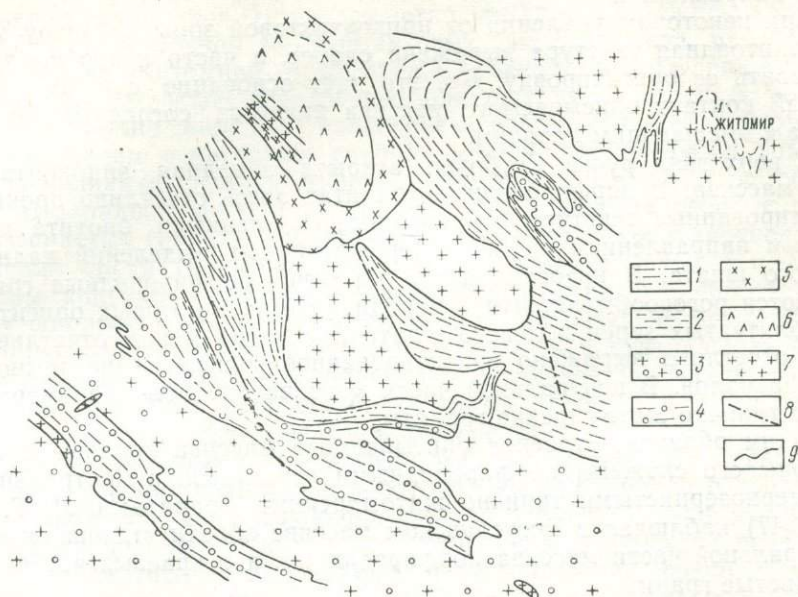


Рис. 13. Схематическая геологическая карта верховьев р. Тетерева:

1 — амфиболо-биотитовые мигматиты; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — бердичевские граниты; 4 — биотито-гранатовые мигматиты; 5 — гранодиориты; 6 — монцититы; 7 — житомирский и коростышевский типы гранитов; 8 — разрывные нарушения; 9 — границы между отдельными разновидностями пород.

отделено полосой гнейсов и мигматитов мощностью около 3 км. Размеры данного массива в поперечном сечении составляют 1—1,5 км, в продольном — 2,5—3 км. В тектоническом отношении граниты этого участка приурочены к антиклинальной складке второго порядка, проявленной на восточном крыле более крупной синклинали. В западном направлении граниты постепенно сменяются серыми мигматитами, а на востоке контактируют с гнейсами. Причем гнейсы вначале встречаются в виде отдельных ксенолитов в восточной эндоконтактной зоне массива, а затем образуют широкую полосу субмеридионального простирания, которая рассекается маломощными жилами серых гранитов и розовых пегматитов.

Более крупный массив житомирских гранитов расположен в 20 км юго-западнее Житомира (рис. 13), на правобережье Тетерева. Форма его близка к изометричной, диаметр составляет 15 км. Этот массив разделен породами гнейсово-мигматитовой толщи на две части. Судя по взаимоотношению гранитов с вмещающими породами, здесь, видимо, имеет место относительно крупная интрузия, приуроченная к участку резкого изменения северо-западного простирания пород на меридиональное. В строении массива принимают участие равнозернистые и порфиroidные граниты. В данном массиве порфиroidные граниты приурочены к краевой его части. Восточный и южный контакты массива вскрыты р. Гнилопятью, а северо-западный — долиной ручья Глубочек. Исследования коренных выходов кристаллических пород по р. Гни-

лопяти показали, что восточная эндоконтактная часть массива представлена порфиroidными гранитами, контактирующими с породами гнейсово-мигматитовой толщи. В экзоконтактной зоне массива в береговых обнажениях р. Гнилопяти наблюдается чередование гнейсов и послойных линз порфиroidных гранитов. Кроме того, план-параллельные текстуры в эндоконтакте массива и кристаллизационная сланцеватость в гнейсах и мигматитах вмещающей толщи ориентированы в одном направлении.

При некотором удалении от приконтактной зоны к центру массива трахитоидная текстура выражена слабее, а часто и вообще трудно установить ее ориентировку. Все это дает основание считать, что восточный контакт описываемого массива является согласным по отношению к вмещающим породам.

В верховьях ручья Глубочек вскрыта западная эндоконтактная часть массива. В порфиroidных гранитах здесь отчетливо проявлены ориентированные текстуры, выраженные скоплениями биотита и одинаковым направлением крупных порфиroidных выделений калиевого полевого шпата. В низовьях ручья Глубочек порфиroidные граниты сменяются роговообманковыми гранодиоритами, в которых ориентировка табличчатых зерен полевого шпата проявлена менее отчетливо, но в них отчетливо выражено ориентированное расположение темноцветных минералов. В центральной части массива развиты равномернозернистые типично житомирские граниты.

Таким образом, строение описываемого массива зональное. Краевые зоны его сложены порфиroidными гранитами, а центральные — равномернозернистыми типично житомирскими гранитами. Л. Г. Ткачук (1947) наблюдал в Богуславском массиве обратную зональность — в центральной части массива порфиroidные, а в краевых частях мелкозернистые граниты.

В междуречье Тетерев — Юж. Буг, в пределах площади распространения бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов, житомирские граниты наблюдаются исключительно в виде секущих жил мощностью не более 2—3 м. Залегают жилы полого, простирание их чаще всего северо-восточное, тогда как полосчатость вмещающих биотито-гранатовых мигматитов ориентирована в северо-западном направлении при довольно крутых углах падения.

Следует отметить, что жильные тела житомирских гранитов, наблюдаемых непосредственно вблизи массивов среди гнейсово-мигматитовой толщи, характеризуются несколько иными условиями залегания. Они чаще всего образуют пологие послойные или крутопадающие секущие жилы и дайки. Контакты между вмещающими гнейсами и жильными телами житомирских гранитов всегда резкие, четкие (фото 32).

Розовые аплитопегматоидные граниты кировоградско-житомирского комплекса в западной части Украинского щита самостоятельных крупных тел не образуют. Они наблюдаются в краевых зонах массивов или же встречаются в виде послойных и секущих тел небольшой мощности среди пород гнейсово-мигматитовой толщи. Характерно, что послойные тела розовых аплитопегматоидных гранитов в большинстве случаев пространственно приурочены к участкам развития тонкорассланцованных биотито-плагиоклазовых гнейсов, а секущие жилы этих гранитов наблюдаются среди массивных пород.

Дайкообразное тело розовых аплитопегматоидных гранитов встречено на левобережье Тетерева. Мощность дайки около 500 м, по простиранию она прослеживается на 3,5—4 км, контакты с вмещающими породами, представленными кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами, непосредственно не вскрыты. Но можно полагать, что между дайковыми и вмещающими породами нет резких границ, так как

между ними наблюдаются переходные породы типа гранодиоритов и граносиенитов.

Маломощные тела аплитов-пегматоидных гранитов среди пород гнейсово-мигматитовой толщи встречаются довольно часто. Они имеют тесную генетическую связь с гранитами главных массивов, описанных нами, о чем свидетельствует постепенность переходов между этими разновидностями пород. Наиболее четко эти явления можно наблюдать в западной и восточной эндоконтактных зонах массива, расположенного в районе Житомира. В восточной краевой зоне массива устанавливается многократное чередование широких полос серых и розовых гранитов. Обычно наряду с изменением цвета меняется и структура гранитов. Среди однородных равномернозернистых розовых гранитов часто появляются шпироподобные выделения пегматоидных образований. В западной эндоконтактной зоне этого массива розовые равномернозернистые граниты наблюдаются вначале в виде шпироподобных выделений среди гранитов житомирского типа, а затем в непосредственном контакте с вмещающими гнейсами образуют обособленную полосу шириной в несколько сотен метров. Значительно реже розовые аплитов-пегматоидные граниты можно встретить в центральных частях описанных нами массивов. В большинстве случаев они наблюдаются в виде шпироподобных выделений, контакты которых с вмещающими серыми гранитами бывают резкие и постепенные.

Наряду с розовыми аплитов-пегматоидными гранитами среди массивов житомирских гранитов и в породах кровли широко развиты пегматиты (фото 33). Во вмещающих гнейсах пегматиты чаще всего залегают в виде послойных жил и линз, мощность которых не превышает 3—5 м. Пегматиты, наблюдаемые непосредственно среди массивов гранитов, чаще всего приурочены к поперечной системе трещин с азимутом падения 170—200°, угол падения 45—70°. Значительно реже простирание пегматитовых жил совпадает с продольными трещинами — азимут падения 80—100°, угол падения — 70—80°. Диагональные трещины в массивах житомирских гранитов обычно пустые, лишь изредка к ним приурочены тонкие жилки кварца.

Приведенные данные о геологическом положении массивов и жильных тел равномернозернистых, порфиридных и аплитов-пегматоидных гранитов свидетельствуют о том, что все они тесно связаны между собой и, несомненно, являются образованиями сингенетическими. Такие представления подтверждаются и особенностями минерального состава описанных разновидностей гранитов.

Особенности петрографического состава

Фациальные разновидности гранитов кировоградско-житомирского комплекса в текстурном отношении резко отличаются между собой, но минеральный состав их довольно близок и характерен только для гранитов данного комплекса. Прежде всего во всех описанных разновидностях гранитов отмечен мусковит, который почти не встречается в биотитовых и биотито-гранатовых гранитах побужского и бердичевского комплексов.

В пегматитах, генетически связанных с житомирскими гранитами, повсеместно встречаются апатит и турмалин. Калиевые полевые шпаты представлены преимущественно решетчатым микроклином.

Кроме того, химический состав одноименных породообразующих и аксессуарных минералов из отдельных разновидностей гранитов кировоградско-житомирского комплекса близок, и они существенно отличаются содержанием некоторых компонентов от аналогичных минералов из бердичевских гранитов. В частности, биотиты из всех разновид-

ностей гранитов кировоградско-житомирского комплекса характеризуются повышенной железистостью; гранаты бедны пироповой молекулой.

Петрографическому изучению житомирских и коростышевских гранитов посвящены работы многих исследователей (Безбородько, Лучицкий, Ткачук, Усенко, Половинкина, Лебедев, Юрк и др.).

Порфиroidные граниты макроскопически существенно отличаются от равномернозернистых наличием крупных выделений полевого шпата, неравномерно распределенных в основной среднезернистой массе, состоящей из микроклина, кварца и биотита. Порфиroidные выделения представлены преимущественно микроклином, реже — олигоклазом. Порфиroidные вкрапленники, как правило, в несколько раз больше кристаллов основной массы. В количественном отношении мелкозернистая масса гранита заметно преобладает над порфиroidными зернами калиевого полевого шпата. Лишь на отдельных участках гранит состоит из крупных порфиroidных зерен, составляющих 80—85%. Эти грубозернистые породы обычно образуют шлироподобные образования, размеры которых в поперечном сечении достигают 10 м. В эндоконтатных зонах таблитчатые зерна полевого шпата часто приобретают план-параллельную ориентировку, которая соответствует направлению контактов массива. В частности, текстуры такого рода широко развиты в восточной части массива, расположенного на левобережье р. Гнилопяти.

Аплито-пегматоидные граниты, в отличие от равномернозернистых и порфиroidных, чаще всего характеризуются розовыми или розовато-красными тонами окраски. Они более бедны темноцветными минералами. Зона перехода от аплитоидных к пегматоидным разновидностям обычно исчисляется несколькими метрами. Иногда наряду с аплитоидными встречаются и среднезернистые разновидности. Среди розовых гранитов часто наблюдаются тела пегматитов линзовидной формы, мощность которых не превышает нескольких метров.

Микроструктура равномернозернистых гранитов и основной массы порфиroidных — гранитовая, реже — катакластическая. Явления катаклаза проявлены в изгибании чешуек слюды, раздроблении кварца и полевого шпата.

О последовательности выделения минералов судить трудно. Наиболее идиоморфным по отношению к другим породообразующим минералам является биотит. Среди полевых шпатов относительно идиоморфен микроклин. Но это не дает основания говорить о том, что микроклин является более ранним минералом, чем плагиоклаз. Напротив, часто можно видеть в микроклине реликтовые зерна измененного плагиоклаза. Самыми ранними минералами, видимо, являются биотит и плагиоклаз, одним из поздних — мусковит (совершенно отчетливо видно, что он развивается по биотиту).

Количественно-минеральный состав равномернозернистых гранитов изменяется постепенно (табл. 29). Наиболее существенно изменяются лишь содержания биотита. Количество же остальных породообразующих минералов незначительно отклоняется от средних значений, которые характеризуются такими данными (в %): плагиоклаз — 34,7, калиевый полевой шпат — 28,6, кварц — 25,1, биотит — 7,7, мусковит — 3,2, аксессуарные минералы — 0,7.

В порфиroidных гранитах микроклин заметно преобладает над плагиоклазом. Количественные соотношения между минералами, выполненные по шлифам без порфиroidных выделений полевого шпата, такие же, как и в равномернозернистых гранитах.

Аплито-пегматоидные граниты по количественно-минеральному составу ближе всего стоят к порфиroidным. Количество микроклина в них несколько выше, чем плагиоклаза. Эти граниты бедны слюдами,

Таблица 29

Количественно-минеральный состав гранитов кировоградско-житомирского комплекса, %

Номер шлифа	Микро-клин	Плагио-клас	Кварц	Биотит	Муско-вит	Апатит	Гранат	Рудный
Равномернозернистые граниты								
323	29	39	24	5	2	Ед. з.	Нет	Нет
326	35	37	17	5	4	2	»	»
342	23	37	31	7	2	Нет	»	»
343	31	32	23	8	4	2	»	Ед. з.
344	26	40	20	11	3	Ед. з.	»	» »
390	46	15	16	20	3	» »	»	» »
2001	31	21	28	9	8	3	»	Ед. з.
2005	30	33	28	7	2	Ед. з.	»	Нет
347	22	44	26	6	2	Нет	»	»
412	23	40	24	10	3	»	»	»
100/103	27	41	28	3	1	»	»	Ед. з.
67/88	30	30	32	5	3	Ед. з.	»	» »
66/88	16	41	26	10	7	Нет	»	Нет
42/67	33	31	30	5	1	»	»	»
407	27	41	23	6	3	»	»	»
Среднее	28,6	34,7	25,1	7,7	3,2	0,6	Нет	0,1

Порфиroidные граниты

По шлифам с порфиroidными выделениями

383	39	16	30	15	Ед. з.	Ед. з.	Нет	Нет
386	33	29	32	6	» »	Нет	»	»
390 ^б	39	17	35	7	2	»	»	»
401	53	13	21	11	2	Нет	Нет	Нет
473	43	29	18	8	2	Ед. з.	»	Ед. з.
2002	34	32	25	6	2	1	»	» »
9/69	34	30	22	11	2	1	»	Нет
403	36	32	21	6	5	Нет	»	»
27/56	35	19	23	18	5	»	»	»
511	48	27	12	8	5	Ед. з.	»	»
Среднее	40,2	22,9	24,4	9,8	2,2	0,3	Нет	0,1

Шлифы, взятые из основной массы

386 ^б	32	31	19	17	Ед. з.	Ед. з.	1	Нет
396	26	46	17	11	Нет	Нет	Нет	»
472	18	38	27	12	5	»	»	»
87/95	31	33	22	9	5	Ед. з.	»	Ед. з.
86/94	19	47	18	4	12	Нет	»	Нет
57	17	25	33	16	7	2	»	»
46/79	28	32	23	12	4	1	»	»
Среднее	24,3	35,9	22,7	11,6	4,6	0,7	0,1	0,1

Аплито-пегматоидные граниты

102/59	46	18	26	8	2	Нет	Нет	Нет
91 ^а	40	28	20	4	Ед. з.	Ед. з.	8	»
91 ^б	56	16	26	2	» »	» »	Нет	»
100	36	28	32	4	» »	Нет	»	»
342 ^а	40	35	23	1	1	Ед. з.	»	»
362	31	34	24	9	2	Нет	»	»
380	33	36	29	5	2	»	»	»
2009	31	42	17	2	7	1	Нет	Нет
2010	22	46	27	4	1	Нет	»	»
2011	42	13	35	Ед. з.	10	»	Ед. з.	»

Номер шлифа	Микро-клин	Плагио-клас	Кварц	Биотит	Муско-вит	Апатит	Гранат	Рудный
80/49	20	34	33	4	9	Нет	Нет	Нет
55/84	15	37	35	2	11	»	»	»
Среднее	34,0	30,4	27,1	3,8	3,9	0,3	0,5	Нет
Общее среднее	31,8	31,3	24,9	7,7	3,5	0,4	0,2	0,1

содержание которых в два раза ниже, чем в порфировидных и равномернозернистых гранитах.

Породообразующие и аксессуарные минералы из равномернозернистых, порфировидных и аплито-пегматоидных гранитов близки по оптическим свойствам и составу.

Плагиоклаз относится к олигоклазу (табл. 30). В равномернозернистых гранитах размеры зерен плагиоклаза — преимущественно 0,4—

Таблица 30
Светопреломление плагиоклазов

Номер шлифа	Порода	n'_g	n'_p	Основность плагио-клаза
2001	Серый мелкозернистый гранит	1,544	1,536	15
2002	Серый порфировидный гранит	1,547	1,541	21
2005	» » »	1,544	1,536	15
2009	Розовый пегматоидный гранит	1,541	1,535	12
2010	Розовый среднезернистый гранит	1,542	1,536	14
2011	Розовый пегматоидный гранит	1,542	1,536	14
925 ^a	Розовый аплито-пегматоидный гранит	1,544	1,536	15
931	То же	1,546	1,537	17
934	» »	1,542	1,536	14
975	Серый мелкозернистый гранит	1,542	1,536	14
1001	Розовый аплито-пегматоидный гранит	1,544	1,537	15
1004	Серый порфировидный гранит	1,541	1,536	12
1004 ^a	» » »	1,546	1,537	17
1007 ^b	» » »	1,546	1,537	17
1007 ^в	Серый мелкозернистый гранит	1,546	1,537	17
2028	Розовато-серый порфировидный гранит	1,546	1,537	17
Среднее		1,544	1,537	15

1,2 мм, порфировидных гранитов — 0,8—3,0 мм. Полисинтетическая штриховка не всегда проявлена, закон двойникования альбитовый. В несдвоенных индивидах обычно проявлена спайность по 001. Плагиоклаз чаще всего однородный, без включений. Антипертитовые вроски калиевого полевого шпата, иногда с четкой решетчатой структурой, встречаются редко. В плагиоклазе на стыках с калиевым полевым шпатом наблюдаются мirmekитовые вроски кварца. Вторичные изменения плагиоклаза выражены в обильной серититизации.

Калиевый полевой шпат всех трех разновидностей гранитов представлен преимущественно микроклином с четкой решетчатой структурой. Размер зерен его в равномернозернистых гранитах 1,2—2,2 мм.

Пертитовые вростки встречаются редко. В неизменных зернах микроклина часто проявлена спайность. Для микроклин-пертита крупных выделений характерна таблитчатая форма с неровными ограничениями. Микроклин слегка пелитизирован, в качестве включений в нем встречаются изометричные зерна кварца и интенсивно резорбированные зерна плагиоклаза. Пертитизация проявлена в виде тонких линзовидной формы ветвящихся микропрожилков, иногда пертитовые вростки наблюдаются в форме тонких удлиненных капелек.

Кварц образует ксеноморфные зерна, размеры которых не превышают 1,5—2,0 мм, относительно чистый. Лишь изредка кварц содержит небольшое количество пылевидных частиц, располагающихся по трещинам. Зерна кварца, включенные в плагиоклазе и микроклин, отличаются круглой формой, нормальным угасанием и отсутствием посторонних включений. Мозаичное строение кварца — явление редкое и встречается в гранитах, подвергающихся катаклазу и дроблению.

Биотит развит в виде удлиненных листочков. В большинстве случаев он более идиоморфен, чем другие породообразующие минералы. В биотите вокруг включений иногда проявлены плеохроичные оболочки. Часто по биотиту развивается мусковит, реже — хлорит.

В равномернозернистых и аплитовидных гранитах среднее содержание биотита составляет 7,7%, в порфириовидных — 11,6%. Макроскопически и под микроскопом биотит равномернозернистых, порфириовидных и аплитовидных гранитов совершенно одинаков. Окраска коричневого тона, плеохроирует от светло-желтого до темно-коричневого. Красноватых оттенков, в отличие от биотитов бердичевских гранитов, не наблюдается. Светопреломление высокое при значительных колебаниях n_m — 1,652—1,672. Среднее значение показателей преломления биотита равномернозернистых гранитов составляет 1,662, порфириовидных гранитов — 1,657, аплитовидных гранитов — 1,669. Железистость биотитов, рассчитанная по данным химических анализов и полученная по диаграмме В. С. Соболева, совпадает. Наиболее высокой железистостью обладают биотиты аплитовидных гранитов (табл. 31).

Таблица 31

Светопреломление и железистость биотитов

Номер образца	n_m	Железистость, % $\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$	Номер образца	n_m	Железистость, % $\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$
Равномернозернистые граниты			Порфириовидные граниты		
2001	1,654	Не опр.	202/63	1,657	62
2005	1,659	» »	46/61	1,643	53,7
347	1,656	56,8	9/3	1,652	71,2
43/61	1,668	65,6	62	1,650	52,1
4/57	1,670	64,3	401	1,652	56,3
102/59	1,664	61,7	472	1,652	58,5
Аплитовидные граниты			102/62	1,648	54,5
2009	1,671	Не опр.	101/62	1,652	53,6
2010	1,672	» »	104/62	1,659	58,3
2011	1,664	» »	107/62	1,652	45,8
Порфириовидные граниты			110/62	1,664	56,5
386	1,662	Не опр.	6/57	1,657	60,3
401	1,652	» »	Среднее	1,658	58,2
472	1,662	» »			
951	1,660	» »			
2002	1,652	» »			

Мусковит в описанных разновидностях гранитов встречается повсеместно. Представлен он идиоморфными пластинками удлиненной формы, в отличие от биотита совершенно не изменен. Часто отчетливо видно, как мусковитом замещается биотит, реже он развивается по трещинам полевых шпатов. Светопреломление довольно высокое: $n_m = 1,595-1,599$, что свидетельствует о принадлежности его к ферримусковиту.

Номер пробы	951	2001	2002	2005	2009	2010	2011
n_m	1,596	1,598	1,595	1,599	1,595	1,598	1,595
Среднее значение	n_m	-1,596					

Гранат в гранитах кировоградско-житомирского комплекса развит ограниченно. Он встречается как аксессуарный минерал чаще всего в гранитах, расположенных в приконтактовых зонах с породами гнейсово-мигматитовой толщи. Равномернозернистые граниты содержат единичные зерна граната лишь в том случае, если они залегают совместно с аплитопегматоидными. В центральных же частях массивов, сложенных типично житомирскими гранитами, гранат практически не встречается. Диаметр зерен граната достигает 1,4 мм (преобладает 0,4—0,3 мм). Форма зерен изометричная. В большинстве случаев гранат разбит неправильно ориентированными грубыми трещинами, выполненными гидрослюдой и биотитом. В качестве включений чаще всего встречается кварц. Как и в бердичевских гранитах, по наблюдениям в шлифах отчетливо видно, что биотит более поздний минерал, чем гранат, цвет которого чаще всего красно-бурый. Удельный вес — 4,15—4,2. Показатели преломления довольно высокие — 1,800—1,812 (табл. 32). Железистость также максимальная.

Таблица 32

Показатели преломления и железистость (%) гранатов из гранитов кировоградско-житомирского комплекса

Номер образца	n	$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$	Номер образца	n	$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$	Номер образца	n	$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$
42/61	1,805	He опр.	91 ^b	1,808	90	254	1,812	He опр.
43/61	1,800	90	100	1,810	He опр.	372	1,805	» »
204/63	1,800	He опр.	110 ^ж	1,805	85	375	1,803	» »
90	1,810	93	110 ^з	1,802	84	380	1,803	» »
91 ^a	1,810	He опр.	196 ^a	1,812	He опр.			
						Среднее	1,806	88,4

* * *

1. Порфиroidные, равномернозернистые и аплитопегматоидные граниты кировоградско-житомирского комплекса генетически тесно связаны — между ними в пределах одного массива наблюдаются постепенные переходы. Равномернозернистые граниты житомирского типа в западной части Украинского щита преобладают среди гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Они обычно образуют относительно крупные массивы. Порфиroidные и аплитопегматоидные граниты в виде самостоятельных массивов практически не встречаются. Они чаще всего приурочены к краевым зонам крупных тел, центральные части которых представлены равномернозернистыми гранитами.

2. По условиям залегания большинство массивов гранитов кировоградско-житомирского комплекса является конкордантными по отношению к вмещающим породам гнейсовой серии. В породах последней, вмещающей относительно крупные массивы гранитов кировоградско-житомирского комплекса, часто встречаются жилы и дайки гранитов житомирского типа. Генетическая связь жильных образований с круп-

ными массивами гранитов устанавливается как по непосредственным геологическим наблюдениям, так и по минералого-петрографическим, радиологическим и петрохимическим признакам.

Примечательно то обстоятельство, что конкордантные тела гранитов кировоградско-житомирского комплекса наблюдаются только среди пород верхней гнейсовой серии. Среди пород нижней и средней гнейсовых серий, а также гранитоидов бердичевского комплекса они встречаются преимущественно в виде секущих тел — даек и жил.

Что касается характера непосредственных контактов гранитов кировоградско-житомирского комплекса с вмещающими гнейсами, то дайкам и жилам присущи резкие границы. Граниты же, слагающие более или менее значительные тела, в одних случаях при общем конкордантном залегании имеют интрузивные контакты с вмещающими гнейсами, в других — постепенно, через переходные породы типа полосчатых мигматитов с порфиробластами калиевого полевого шпата, сменяются вмещающими гнейсами.

3. По минеральному составу все фациальные разновидности гранитов кировоградско-житомирского комплекса являются довольно близкими образованиями и, в отличие от гранитов и пегматитов бердичевского и побужского комплексов, имеют некоторые характерные особенности. Во всех разновидностях гранитов и пегматитов кировоградско-житомирского комплекса отмечен мусковит, который почти не встречается в гранитах и пегматитах бердичевского комплекса. Для пегматитов, генетически связанных с житомирскими гранитами, характерны турмалин и апатит. Если среди калиевых полевых шпатов из гранитов и пегматитов побужского комплекса существенную роль играет ортоклаз, то в гранитах и мигматитах кировоградско-житомирского комплекса отмечен только микроклин.

Сосуществующие гранат и биотит из гранитов кировоградско-житомирского комплекса отличаются самой высокой железистостью, соответственно — 88,4 и 58,2%.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ
И ПЕГМАТИТОВ

Для петрохимической характеристики все граниты и пегматиты западной части Украинского щита сгруппированы с учетом геологических условий залегания, возрастных соотношений и особенностей минерального состава. Это дало возможность выделить 12 петрографических разновидностей гранитов и пегматитов. Многие из них были известны и ранее (бердичевские, житомирские и др.), некоторые выделены впервые (биотитовые, гранато-биотитовые аллохтонные граниты, пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией).

Мы стремились учесть все химические анализы гранитов и пегматитов западной части Украинского щита, как опубликованные, так и имеющиеся в геологических отчетах. Не использовано около 15% всего количества анализов. Это в основном химические анализы, существенно отличающиеся содержанием главных породообразующих компонентов от представительных проб, что обусловлено, очевидно, наличием материала субстрата в анализируемых пробах.

Представительные пробы обычно отбирались весом 100—200 кг из типичной разновидности гранита и пегматита. Затем вся проба дробилась до соответствующего класса в зависимости от размера породообразующих минералов и квартовалась до получения необходимого количества материала для химического анализа. Представительные пробы в порядке контроля анализировались в нескольких лабораториях (ИГН АН УССР, КГУ, трест «Киевгеология»). Необходимость в отборе представительных проб обусловлена неоднородностью в текстурном отношении некоторых разновидностей гранитоидов бердичевского и побужского комплексов.

Главные представители кировоградско-житомирского комплекса — равномернозернистые и порфириовидные граниты — сравнительно однородны. Поэтому в отборе представительных проб данных разновидностей не было необходимости.

Различия между химическими составами отдельных анализов и представительных проб обусловлены главным образом загрязнением гранита или пегматита материалом субстрата, отбором для анализа выветрелых пород и случайными ошибками в производстве химического анализа. В частности, в анализах выветрелых гранитов обычно преобладает окисное железо над закисным; в гранитизированных бердичевских гранитах калия заметно больше, чем натрия, тогда как в неизмененных гранитах этого типа щелочи находятся в равных количествах или Na_2O несколько больше, чем K_2O .

Всего использовано около 400 химических анализов гранитов и пегматитов. Анализы пересчитаны на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, а измененные наложенными метасоматическими процессами разновидности пегматитов — по методу Т. Барта.

Для расчета средних содержаний породообразующих окислов были использованы приемы математической статистики.

Обработка петрохимических данных произведена на ЭВМ «М-220».

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

Бердичевские граниты тесно ассоциируют с биотито-гранатовыми мигматитами. Причем между гранитами и мигматитами резких отличий нет. Количественно-минеральный состав их близок, но для мигматитов характерны более широкие колебания между количественным содержанием отдельных породообразующих минералов.

В преобладающем большинстве бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты относятся к породам, пересыщенным глиноземом, что хорошо согласуется с особенностями минерального состава этих пород. В химизме бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов много общего, но есть и некоторые отличия. Прежде всего в мигматитах содержание SiO_2 изменяется в более широких пределах, чем в бердичевских гранитах. Значение характеристики s изменяется для гранитов — 70—78, для мигматитов — 57—84. Аналогичная картина наблюдается и по другим характеристикам. В частности, величина параметра b для бердичевских гранитов 7—16, тогда как в мигматитах она составляет 6—30.

Существенные отличия между бердичевскими гранитами и биотито-гранатовыми мигматитами устанавливаются по содержанию щелочей. Мигматиты бедны щелочами ($a : c < 4$), бердичевские граниты умеренно богаты ими ($8 > a : c > 4$). Значение коэффициента агаитности не превышает 0,75, средняя величина его составляет 0,55 для бердичевских гранитов и 0,51 для мигматитов. Обе разности характеризуются высокими значениями параметра n (табл. 33), что свидетельствует о преимущественно плагиоклазовом составе пород. Если сравнить состав бердичевских гранитов по параметрам b , s , a и c со средним составом пород (Дели, 1933; Nockolds, 1954), то эти граниты займут промежуточное положение между гранодиоритами и диоритами. Лишь по значению c они отвечают гранитам (по Дели). Большая величина дополнительной характеристики a обусловлена тем, что в бердичевских гранитах всегда находится гранат альмандинового состава.

Сингенетические пегматиты отличаются постоянством химического состава по сравнению с бердичевскими гранитами, более низким содержанием кальция, заметным преобладанием калия над натрием, более высоким значением коэффициента агаитности (0,70).

Биотитовые и гранато-биотитовые граниты побужского комплекса по химическому составу сходны и заметно отличаются от гранитов и мигматитов бердичевского комплекса. В частности, для них характерны высокое содержание щелочей ($a : c > 8$), существенное преобладание калия над натрием. Некоторые различия между биотитовыми и гранато-биотитовыми гранитами побужского комплекса устанавливаются по величине коэффициента железистости. Последний для биотитовых гранитов равен 61,7, а для гранато-биотитовых — 50.

Жильные пегматиты по всем петрохимическим параметрам подобны биотитовым аплит-пегматоидным гранитам, что подчеркивает общность их генезиса.

Пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией по главным петрохимическим параметрам наиболее близки к сингенетическим пегматитам. Следует подчеркнуть, что все три разновидности пегматитов бердичевского и побужского комплексов по химическому составу очень сходны и заметно отличаются от пегматитов, генетически связанных с гранитами кировоградско-житомирского комплекса.

Средние значения

Порода	a	c	b	s	a'
Бердичевские граниты	11,14	2,58	12,21	74,07	33,24
Сингенетические граниты	13,43	1,82	7,39	77,36	33,52
Гранато-биотитовые мигматиты	10,20	3,47	13,26	73,07	32,22
Биотитовые аплиты-пегматоидные граниты	14,59	1,65	5,56	78,20	43,41
Гранато-биотитовые граниты	13,04	1,67	6,52	78,77	50,26
Жильные пегматиты	12,98	2,02	6,02	78,98	34,55
Пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией	12,56	1,86	10,92	74,66	39,20
Житомирские граниты	13,60	1,98	6,42	78,00	36,92
Порфиroidные граниты	13,21	1,99	7,07	77,73	29,13
Аплиты-пегматоидные граниты	13,42	1,37	5,08	80,13	37,50
Пегматиты	14,08	1,17	3,95	80,80	60,72
Плагнограниты	12,98	2,72	5,37	78,93	23,62

Средний химический состав

Порода	Количество анализов	Значение \bar{X} , σ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Бердичевские граниты	43	\bar{X} σ	66,62 2,45	0,47 0,24	15,82 1,31	1,54 1,37
Сингенетические пегматиты	7	\bar{X} σ	70,23 1,41	0,22 0,10	15,06 0,53	0,48 0,23
Биотито-гранатовые мигматиты	29	\bar{X} σ	65,68 5,46	0,51 0,33	15,99 2,27	2,11 1,99
Биотитовые аплиты-пегматоидные граниты	34	\bar{X} σ	70,38 3,94	0,23 0,21	15,12 2,06	1,10 1,41
Гранато-биотитовые граниты	14	\bar{X} σ	70,98 2,62	0,23 0,23	14,59 1,41	0,95 1,00
Пегматиты жильные	16	\bar{X} σ	71,74 3,96	0,18 0,19	14,50 1,31	1,45 1,46
Пегматиты с наложенным метасоматозом	17	\bar{X} σ	71,68 4,02	0,21 0,31	14,49 1,30	1,38 1,44
Житомирские граниты	88	\bar{X} σ	70,17 2,96	0,30 0,20	15,03 1,41	0,96 0,82
Порфиroidные граниты	65	\bar{X} σ	69,40 2,30	0,42 0,19	14,66 1,11	0,93 0,55
Аплиты-пегматоидные житомирские граниты	34	\bar{X} σ	72,82 2,07	0,14 0,14	14,14 1,15	0,81 0,68
Пегматиты	21	\bar{X} σ	73,72 2,29	0,027 0,04	14,52 1,24	0,53 0,24
Плагнограниты	23	\bar{X} σ	70,15 4,25	0,26 0,14	14,72 1,64	1,28 0,81

\bar{X} — среднее значение;
 σ — дисперсия

Таблица 33

числовых характеристик

f'	m'	n	α	t	Q	a/c	t/m	F	α
39,72	27,04	62,59	9,63	0,58	22,73	4,94	1,52	56,94	0,52
36,16	30,32	49,90	5,31	3,64	22,62	7,78	1,29	55,05	0,69
40,92	26,86	67,47	15,10	0,65	22,83	3,60	1,44	59,14	0,48
35,05	21,54	42,20	14,12	0,21	26,48	10,73	2,17	59,64	0,71
27,45	22,29	48,60	6,98	0,19	29,81	10,55	1,31	53,55	0,67
40,48	24,97	50,77	22,38	0,25	29,98	8,28	2,19	59,06	0,67
33,65	27,15	49,43	7,63	0,45	22,36	8,08	1,29	53,01	0,62
42,30	20,78	52,64	13,16	0,33	26,82	8,02	2,98	65,59	0,68
44,15	26,72	51,80	12,33	0,47	27,02	9,25	1,82	61,32	0,68
38,52	23,98	48,73	15,13	0,16	32,04	14,83	2,96	62,00	0,74
22,26	17,02	49,15	12,56	0,03	32,25	16,02	1,40	51,27	0,74
39,86	36,52	76,56	14,83	0,24	29,17	5,22	0,96	52,03	0,66

гранитов и пегматитов, вес. %

Таблица 34

FeO	Mn	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
3,90	0,05	1,94	2,20	3,32	3,14	0,21	0,11	0,98	100,30
1,66	0,04	0,69	0,63	0,70	1,20	0,18	0,18		
2,47	0,02	1,38	1,54	3,14	4,82	0,22	0,15	0,23	99,96
0,46	0,01	0,49	0,26	0,19	0,65	0,11	0,05		
3,79	0,04	2,18	2,93	3,34	2,31	0,14	0,09	0,68	99,79
2,82	0,06	1,16	1,34	0,98	1,26	0,12	0,13		
1,02	0,02	0,69	1,51	2,87	5,86	0,24	0,09	0,75	99,88
1,05	0,03	0,74	0,74	0,80	1,64	0,27	0,17		
1,71	0,04	1,33	1,56	3,13	4,81	0,13	0,17	0,50	100,13
1,15	0,05	1,10	0,64	1,02	1,32	0,11	0,21		
0,94	0,08	0,84	1,85	3,03	4,45	0,25	0,07	0,52	99,90
0,75	0,18	0,75	0,91	0,94	1,91	0,27	0,08		
0,96	0,09	0,73	1,87	3,01	4,61	0,23	0,12	0,50	99,88
0,68	0,19	0,62	0,96	0,96	2,15	0,27	0,22		
1,84	0,05	0,77	1,73	3,36	4,61	0,21	0,15	0,71	99,89
0,93	0,05	0,48	0,79	0,52	0,85	0,30	0,15		
2,29	0,03	1,14	1,69	3,30	4,48	0,22	0,23	0,83	99,62
0,96	0,03	0,54	0,59	0,68	0,71	0,23	0,20		
1,17	0,03	0,69	1,18	3,06	5,02	0,18	0,09	0,73	100,06
0,72	0,02	0,60	0,59	0,67	1,46	0,13	0,09		
0,47	0,02	0,37	0,93	3,25	5,54	0,10	0,12	0,67	100,37
0,74	0,03	0,20	0,48	1,57	1,69	0,09	0,09		
1,70	0,03	1,19	2,97	4,50	2,06	0,16	0,10	0,88	100,00
0,97	0,03	0,99	1,13	0,62	0,93	0,16	0,09		

Особенно четко эти различия намечаются по количественным соотношениям натрия и калия. При одинаковом суммарном содержании щелочей в пегматитах бердичевского и побужского комплексов количественное содержание калия в них лишь незначительно больше по сравнению с натрием, тогда как в пегматитах кировоградско-житомирского комп-

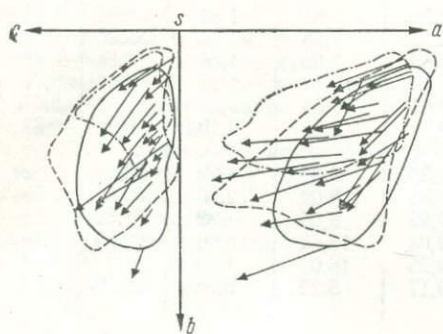


Рис. 14. Векторная диаграмма составов гранитов и пегматитов кировоградско-житомирского комплекса:

фигуративные точки: контуры полей фигуративных точек порфирированных (—), аплито-пегматоидных (---) гранитов и пегматитов (---).

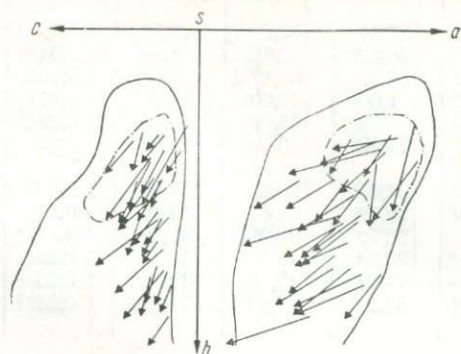


Рис. 15. Векторная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) составов гранитоидов и пегматитов бердичевского комплекса:

фигуративные точки: контуры полей фигуративных точек биотито-гранатовых мигматитов (—) и сингенетических пегматитов (---).

лекса содержание K_2O в 1,5—2 раза больше, чем Na_2O . Соответственно в пегматитах кировоградско-житомирского комплекса заметно ниже содержание кальция (табл. 34). Отмеченные различия в количественных соотношениях калия и натрия обусловлены тем, что калиевые полевые шпаты пегматитов бердичевского и побужского комплексов изобилуют пертитовыми вростками альбита, в микроклине же пегматитов кировоградско-житомирского комплекса содержание микропертитовых вростков значительно меньше. В последних натрий связан главным образом с кислым плагиноклазом, образующим самостоятельные выделения.

Равномернозернистые, порфирированные и аплито-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского комплекса характеризуются в целом одинаковым химическим составом. В отличие от гранитов бердичевского комплекса, в этих гранитах K_2O существенно преобладает над Na_2O . Суммарное содержание K_2O и Na_2O изменяется от 6 до 9%, при среднем их содержании около 8%. Общая железистость у них значительно выше, чем у гранитов бердичевского и побужского комплексов, что обусловлено наличием высокожелезистых биотитов. Из всех разновидностей гранитов кировоградско-житомирского комплекса аплито-пегматоидные различаются самым высоким содержанием SiO_2 ($Q > 30$) и значительной величиной коэффициента аспатности (0,7—0,9).

На векторной диаграмме фигуративные точки всех разновидностей гранитов кировоградско-житомирского комплекса образуют кучное поле, что существенно отличает их от гранитов бердичевского и побужского комплексов (рис. 14). Из гранитоидов бердичевского комплекса наиболее широкий разброс фигуративных точек на векторной диаграмме образуют биотито-гранатовые мигматиты, а самое кучное поле характерно для сингенетических пегматитов (рис. 15). Пегматиты же побужского комплекса по химическому составу неоднородны, о чем свидетельствует большой разброс фигуративных точек, особенно на проекции a , s , b (рис. 16).

По главным числовым характеристикам А. Н. Заварицкого состав гранитов кировоградско-житомирского комплекса отвечает типовому составу гранита.

Пересчеты химических анализов на нормативный минеральный состав показали, что «стандартному граниту» не отвечает большинство анализов бердичевских гранитов.

Из всех химических анализов этих пород лишь 30% соответствует составу «стандартного гранита» ($Ab + Ort + Q > 80\%$). Подобная картина характерна для биотито-гранатовых мигматитов и пегматитов с наложенной метасоматической минерализацией. Соответствуют составу «стандартного гранита» биотитовые и гранато-биотитовые граниты побужского комплекса, а также все фациальные разновидности гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Показательны также данные по пересчету силикатной части гранитов ($Q + Ort + Pl$) на 100%. Значительное содержание плагиоклаза характерно для биотито-гранатовых мигматитов и бердичевских гранитов соответственно 56 и 50%, а самое низкое — 35% — для аплито-пегматоидных фациальных разновидностей гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов, что согласуется с петрографическими исследованиями. Плагиограниты отличаются самыми высокими содержаниями Na_2O и CaO . Заслуживает внимания тот факт, что граниты и пегматиты всех комплексов, за исключением плагиогранитов, характеризуются близкими содержаниями $Na_2O = 3 \pm 0,3\%$ (см. табл. 34).

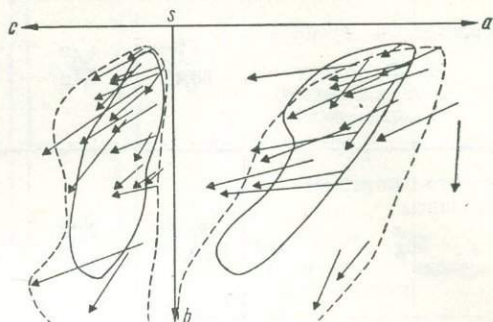


Рис. 16. Векторная диаграмма составов гранитов и пегматитов побужского комплекса:

фигуративные точки; контуры полей фигуративных точек гранато-биотитовых гранитов (—) и пегматитов (----).

СРАВНЕНИЕ СРЕДНИХ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

Для более полного суждения о химическом составе пород с резко меняющимся количественно-минеральным составом были отобраны представительные пробы большого веса. Сравнение результатов химических анализов этих проб (табл. 35) со средним составом пород позволяет выяснить некоторые важные петрохимические особенности.

Для бердичевских гранитов результаты химического анализа представительной пробы и средний состав, рассчитанный по 43 пробам, практически совпадают. Некоторые различия устанавливаются лишь в соотношениях между окисным и закисным железом при одинаковом его суммарном содержании. Незначительное количество окисного железа в представительной пробе свидетельствует о том, что для анализа отобрана свежая, невыветрелая порода, тогда как большинство анализов, имеющихся в настоящее время по бердичевским гранитам, выполнено по относительно выветрелым породам.

Несколько завышенное среднее (из 43 проб) содержание K_2O по сравнению с представительной пробой, видимо, свидетельствует о том, что некоторые анализы проведены по гранитизированным бердичевским гранитам.

В большинстве случаев калием обогащены бердичевские граниты, развитые в зоне контакта с массивами более молодых житомирских

Средний химический состав породы (а)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Бердичевские граниты							
а	66,62	0,47	15,82	1,57	3,90	0,05	1,94
б	66,45	0,16	15,44	0,22	5,20	0,06	2,46
Гранато-биотитовые граниты							
а	70,98	0,23	14,59	0,95	1,71	0,04	1,33
б	70,17	0,13	15,38	0,22	2,52	0,03	1,14
Биотитовые аплитопегматитовые граниты							
а	70,38	0,23	15,12	1,10	1,02	0,02	0,69
б	73,97	0,13	13,52	0,13	0,96	0,01	0,54
Жильные пегматиты							
а	71,74	0,18	14,50	1,45	0,94	0,08	0,84
б	65,86	0,58	15,93	1,63	2,17	Не опр.	2,69
Пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией							
а	71,68	0,21	14,49	1,38	0,96	0,09	0,73
б	70,10	0,45	15,05	0,27	2,65	0,02	1,30

гранитов. Новообразования калиевого полевого шпата легко устанавливаются при микроскопическом изучении бердичевских гранитов.

Таким образом, более объективно о среднем химическом составе бердичевских гранитов можно судить по данным анализа представительной пробы. Одна из характерных особенностей химического состава этих гранитов — заметное преобладание Na₂O над K₂O.

Средний химический состав гранато-биотитовых гранитов, рассчитанных по 14 анализам, почти полностью совпадает с результатами анализа представительной пробы.

Для биотитовых аплитопегматитовых гранитов побужского комплекса средний состав, полученный по 34 анализам, и результаты анализ представительной пробы существенно различаются по количественному содержанию главных породообразующих окислов. В частности, значительные расхождения устанавливаются по содержанию SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ + FeO, Na₂O, K₂O (см. табл. 35). Отмеченные расхождения обусловлены тем, что проба отобрана из гранитов существенно аплитондных, тогда как большинство химических анализов, которые учтены при расчете среднего состава, относится к пегматитовым разновидностям. В последних же, по сравнению с аплитондными, в большом количестве отмечен калиевый полевой шпат и значительно меньше кварца. Видимо,

и химический анализ представительной пробы (б), %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Примечание
2,20 2,24	3,32 3,22	3,14 2,66	0,21 0,12	0,11 0,07	0,98 0,90	100,3 99,2	Вес пробы 150 кг, отобрана в Жеже- левском карьере
1,56 1,68	3,13 3,44	4,81 4,77	0,13 0,14	0,17 0,17	0,50 0,45	100,13 100,24	Вес пробы 100 кг, отобрана в карьере с. Соломирки
0,51 0,81	2,87 3,06	5,86 4,61	0,24 0,29	0,09 Не опр.	0,75 0,69	99,88 99,72	Вес пробы 100 кг, отобрана в карьере г. Литина
1,85 2,52	3,03 3,44	4,45 3,76	0,25 0,20	0,07 Не опр.	0,52 0,55	99,90 99,3	Вес пробы 200 кг, отобрана в карьере г. Литина
1,87 1,75	3,01 3,41	4,61 4,45	0,23 0,19	0,12 0,14	0,50 0,53	99,88 100,31	Вес пробы 200 кг, отобрана в карьере с. Николаевки

средний химический состав аплито-пегматоидных гранитов не является показательным петрохимическим параметром, так как аплитоидные и пегматоидные его разновидности существенно отличаются по минеральному и химическому составам. Совершенно очевидно, что средний химический состав аплито-пегматоидных гранитов зависит от того, какое количество тех и других разновидностей учтено при расчете среднего значения. Химические анализы, использованные для расчета среднего состава, представлены главным образом пегматоидными разновидностями. О неоднородности состава аплито-пегматоидных гранитов, использованных для расчета среднего состава, свидетельствует и большая величина дисперсии по некоторым породообразующим окислам (см. табл. 34).

Подобные различия между количественным содержанием главных породообразующих окислов представительной пробы и средним составом, полученным по 16 анализам, намечаются и для жильных пегматитов. Причина этих различий та же — неоднородный минеральный состав пегматитов. В пегматитах представительной пробы наряду с биотитом в значительном количестве отмечен гранат. Этим обусловлено повышенное содержание железа и магния в данной пробе по сравнению со средним химическим составом.

Пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией более однородны в текстурном отношении и по минеральному составу. Количественно-минеральный состав их сравнительно постоянен — изменяются лишь соотношения между отдельными пороодообразующими минералами. Поэтому устанавливается хорошая сходимость в содержаниях главных компонентов между представительной пробой и средним составом, рассчитанным по 17 анализам. Заметны различия лишь в содержании железа. В представительной пробе преобладает закисное железо, а в средней — окисное. Причина та же, что и для других пород, — анализы, учтенные для расчета среднего содержания, в большинстве случаев отбирались из выветрелых пород.

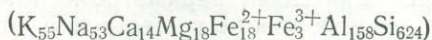
Для равномерности и порфиroidных гранитов кировоградско-житомирского комплекса отбирать представительные пробы нецелесообразно, так как они характеризуются не только постоянным составом, но и каждая из этих разновидностей однородна в текстурном отношении. Поэтому штучные пробы небольших размеров могут дать представление о среднем составе гранитов. Об однородном составе гранитов кировоградско-житомирского комплекса свидетельствуют относительно незначительные величины дисперсии (см. табл. 34).

Следует остановиться на вопросе об изменении химического состава пегматитов в связи с проявлением метасоматических процессов.

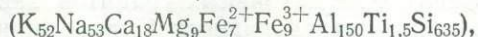
При сравнении средних химических составов сингенетических пегматитов и пегматитов с признаками наложенной минерализации не наблюдается сколько-нибудь существенных различий в количественных содержаниях пороодообразующих окислов. Между тем геологическими наблюдениями и особенно микроскопическими исследованиями отчетливо устанавливается, что в определенных зонах сингенетические пегматиты изменены наложенными процессами в виде новообразований альбита, биотита, редкоземельных и аксессуарных минералов. Биотит обычно развивается в результате замещения калиевого полевого шпата. На этих участках сингенетические пегматиты представляют собой реликтовые образования среди пегматитов с четко проявленной более поздней минерализацией, наблюдаемой как макроскопически, так и при микроскопических исследованиях.

Однако в ходе наложенных процессов привнос и вынос отдельных элементов происходили в незначительных количествах и поэтому слабо фиксируются при сравнении средних химических составов измененных и неизмененных пегматитов.

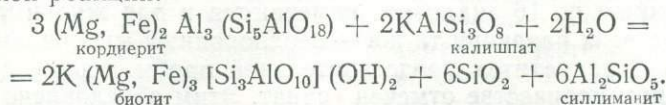
При сравнении формул сингенетических пегматитов



и пегматитов с наложенной минерализацией



рассчитанных кислородным методом Т. Барта, намечаются незначительные изменения этих пород по содержанию ионов кремния, глинозема и калия. И лишь по содержанию ионов магния эти пегматиты существенно отличаются между собой, что обусловлено замещением кордиерита биотитом. Новообразованный биотит, развивающийся не только по кордиериту, но и по калиевому полевоому шпату, отличается повышенным содержанием фтора. Явления замещения могут происходить по такой реакции:



Метасоматические процессы происходят без существенного изменения объема исходной породы, о чем свидетельствует одинаковая сумма

Матрица парных коэффициентов корреляции породообразующих окислов сингенетических пегматитов

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1,000											
TiO ₂	0,191	1,000										
Al ₂ O ₃	-0,693	0,347	1,000									
Fe ₂ O ₃	-0,416	0,281	0,780	1,000								
FeO	-0,779	-0,662	0,172	0,112	1,000							
MnO	-0,546	-0,186	0,399	0,689	0,591	1,000						
MgO	-0,609	-0,272	-0,022	-0,388	0,637	0,115	1,000					
CaO	0,189	0,206	-0,036	0,048	-0,087	-0,268	-0,351	1,000				
Na ₂ O	0,130	0,566	-0,042	0,237	-0,282	0,268	0,004	-0,199	1,000			
K ₂ O	-0,663	-0,367	0,319	-0,134	0,520	0,172	0,714	-0,660	-0,351	1,000		
H ₂ O	0,333	-0,161	-0,518	-0,119	-0,025	-0,101	-0,187	0,352	0,353	-0,652	1,000	
P ₂ O ₅	0,292	-0,018	-0,114	0,392	-0,150	0,123	-0,628	0,404	0,276	-0,764	0,808	1,000

Таблица 37

Матрица парных коэффициентов корреляции породообразующих окислов пегматитов с наложенной минерализацией

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1,000											
TiO ₂	-0,454	1,000										
Al ₂ O ₃	-0,662	0,285	1,000									
Fe ₂ O ₃	-0,662	0,223	0,110	1,000								
FeO	-0,454	0,277	0,354	0,260	1,000							
MnO	-0,058	0,188	0,090	0,124	-0,316	1,000						
MgO	-0,629	0,438	0,429	0,577	0,645	-0,063	1,000					
CaO	-0,191	0,462	0,010	0,078	0,271	-0,089	0,282	1,000				
Na ₂ O	0,141	0,125	0,006	-0,192	0,068	-0,127	-0,229	0,233	1,000			
K ₂ O	-0,397	-0,198	0,230	0,197	-0,302	0,171	-0,152	-0,540	-0,580	1,000		
H ₂ O	0,200	-0,071	0,179	-0,166	-0,299	0,356	-0,183	-0,360	-0,226	0,187	1,000	
P ₂ O ₅	-0,224	0,068	0,382	-0,148	0,103	-0,187	-0,022	-0,204	-0,027	0,248	-0,178	1,000

электроположительных ионов средних составов сингенетических пегматитов (945) и пегматитов (935), метасоматически измененных.

Установленные петрографическими исследованиями явления замещения в пегматитах подтверждаются данными сравнения парных коэффициентов породообразующих окислов этих пород (табл. 36, 37). Если в сингенетических пегматитах положительные коэффициенты корреляции установлены для содержаний Al, Fe и Mn, то в пегматитах, метасоматически измененных, — Al, Fe, Mg и H₂O. Такое явление может быть объяснено тем, что в первом случае на соотношение этих элементов, наряду с кордиеритом и биотитом, существенное влияние оказывает алмадин, а во втором — биотит и реликтовый кордиерит. Значительные отрицательные коэффициенты корреляции для содержаний Si с Al, Fe, Mg и K характерны для сингенетических и метасоматически измененных пегматитов, что подтверждает их близкий состав по главным породообразующим минералам.

* * *

1. Бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты четко отличаются от гранитов побужского комплекса по химическому составу. Для гранитоидов бердичевского комплекса характерно относительно низкое содержание кремнезема и щелочей, количественное преобладание Na₂O над K₂O, повышенные содержания глинозема, железа и магния. Суммарное содержание закисного и окисного железа в бердичевских гранитах почти в два раза выше, чем в других разновидностях гранитов и пегматитов побужского комплекса. Наряду с железом в значительном количестве встречается окись магния. Поэтому общая железистость пород относительно низкая (52%).

Бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты по главным петрохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между гранодиоритами и диоритами.

2. Граниты и пегматиты побужского и кировоградско-житомирского комплексов характеризуются высоким содержанием щелочей ($a : c > 8$), существенным преобладанием K₂O над Na₂O. Нормативные минеральные составы их отвечают «стандартному граниту» (Ab + Ort + Q > 80%).

Граниты кировоградско-житомирского комплекса характеризуются более высокой общей железистостью (60%), чем граниты побужского комплекса.

3. Все генетические типы пегматитов бердичевского и побужского комплексов близки между собой по химическому составу и существенно отличаются от пегматитов, генетически связанных с гранитами кировоградско-житомирского комплекса. В пегматитах кировоградско-житомирского комплекса калия в два раза больше, чем натрия, они характеризуются самым высоким содержанием SiO₂.

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Одноименные породообразующие минералы из главнейших типов гранитов отдельных комплексов существенно отличаются между собой по кристаллооптическим свойствам. В данной главе приведено сравнение составов породообразующих минералов, находящихся в типичных разновидностях гранитов каждого комплекса. Следует отметить, что сравнительное изучение составов одноименных породообразующих минералов из разновозрастных гранитов западной части Украинского щита имеет важное значение для решения вопросов генезиса и стратиграфического расчленения кристаллических пород, испытавших глубокие преобразования. Известно, что до последнего времени некоторые исследователи относили все граниты этой огромной территории к единому кировоградскому комплексу. Основное подтверждение таких представлений основано на том, что количественный петрографический состав отдельных разновидностей гранитов данной области сходен. Действительно, ассоциация главных породообразующих и акцессорных минералов гранитов всех комплексов является близкой. Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит — главные породообразующие минералы; гранат, монацит, циркон, апатит — акцессорные минералы, наблюдающиеся в гранитах всех типов. Лишь в бердичевских гранитах встречаются характерные только для них кордиерит и силлиманит. Если же из гранитов различных комплексов сравнить одноименные породообразующие минералы по химическому составу, то между ними отчетливо намечаются существенные отличия. Рассмотрим особенности составов таких породообразующих минералов, как калиевый полевой шпат, биотит, гранат и кордиерит.

КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Как видно из данных, приведенных в гл. IV, калиевые полевые шпаты из гранитов отдельных комплексов отличаются между собой по оптическим свойствам. Если в гранитах и пегматитах побужского и бердичевского комплексов преобладает ортоклаз, то в житомирских гранитах — микроклин с четкой решетчатой структурой. Надо отметить, что большинство калиевых полевых шпатов из гранитов западной части Украинского щита по оптическим свойствам и степени триклинности занимают промежуточное положение между неупорядоченным ортоклазом и максимально упорядоченным микроклином. Но промежуточные калишпаты гранитов бердичевского и побужского комплексов приближаются к ортоклазам, а калишпаты гранитов кировоградско-житомирского — к микроклином.

Судя по данным химических анализов (табл. 38), калишпаты большинства разновидностей гранитов и гранодиоритов представляют собой пертиты, содержание альбитового компонента в которых изменя-

Химический состав калиевых

Номер образца	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+ + Fe ₂ O ₃	BaO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Граниты и пегматиты побужского										
112 ^a /59	Гранато-биотитовый пегматитовый гранит	63,38	19,85	0,15	0,39	0,11	0,49	2,32	13,16	
112/59	То же	63,51	19,90	0,10	0,33	0,31	0,56	2,54	12,80	
523 ^a	Биотитовый гранит	63,12	19,51	0,09	0,16	0,10	0,49	2,54	13,20	
545	»	63,88	19,31	0,08	Не обн.	0,04	0,70	1,92	12,34	
620 ^b	Пегматит	64,14	19,65	0,15	0,26	0,12	0,49	2,90	12,30	
8734/6	»	64,28	19,03	0,37	0,41	0,09	0,56	2,26	12,60	
8734/10	»	63,14	18,98	1,17	0,33	0,98	0,77	2,54	11,20	
2160	»	64,03	19,55	0,15	0,21	0,12	0,28	2,72	12,40	
	Бердичевский гранит *	63,28	20,01	0,24	0,45	0,10	0,26	2,86		
	Биотитовый гранит *									
	Бердичевский гранит *									
	Чарнокит									
							Нет сведений			

Граниты и пегматиты кировоградско-

520	Пегматит	62,83	20,0	0,20	0,36	0,11	0,35	2,00	13,72
2181	»	65,03	18,68	0,32	0,16	0,49	0,28	2,08	13,00
1075	Порфиroidный гранит	63,76	18,85	0,07	0,16	0,32	0,42	2,34	12,80
1075 ^a	То же	64,01	18,80	0,10	0,16	0,72	0,56	2,34	12,00

Гранодиориты,

636	Гранодиорит	63,04	19,47	0,13	0,54	0,31	0,49	2,00	13,40
2152/5	Кварцевый монзонит	63,11	19,40	0,35	0,40	0,18	0,35	1,66	14,30
2153/5	Гранодиорит	62,83	19,33	0,12	0,56	0,45	0,28	1,90	13,70

Гнейсы грани

539	Гранитизированный биотитовый гранит	63,84	18,99	0,07	Не обн.	0,02	0,42	1,54	13,66
920 ^a	То же	63,62	18,67	0,08	»	»	Не опр.	0,35	0,90

* Данные заимствованы из работы А. С. Марфунина (1962); *d* — удельный вес, Δ — степень триклинности.

ется в значительных пределах. Гомогенные щелочные полевые шпаты с углом $2V < 40^\circ$ среди гранитоидов западной части Украинского щита не были встречены. Во всех калишпатах, по которым имеются химические анализы, установлены анортит и цельзиан. Содержание бариевого компонента не превышает 1,6%, относительно повышенные количества его характерны для калишпатов из гранодиоритов. Состав пертитовых вростков в калишпатах отдельных разновидностей гранитов и пегматитов неодинаков. Альбит отмечен лишь в бердичевских гранитах и чарнокитах. Плагноклазы пертитовых вростков в калишпатах гранато-биотитовых и биотитовых гранитов побужского комплекса отвечают олигоклазу № 20—30, а пертиты калишпатов из гранитов кировоградско-житомирского — № 10—20. Значительное содержание анортита в плагноклазе пертитовых вростков свидетельствует о высокой температуре их образования (Барт, 1962).

Максимальное содержание калишпатовой фазы составляет 88,5% в гранитизированных биотитовых гнейсах, минимальное — в пегматитах — 68%. В альбитовой фазе устанавливается обратная картина. Больше всего альбита в пегматитах и чарнокитах (до 25%) и самое незначительное (8,2%) — в измененных биотитовых гнейсах.

полевых шпатов, %

H ₂ O	П. п. п.	Or + Ab + An + Cs = 100				d	Δ	Nm: 1001	2V, град	
		Сумма	Or	Ab	An					Cs
0,02	0,22	100,09	74,0	19,8	5,2(20)*	1,0	2,545	0,5	6	52
0,01	0,21	100,27	72,0	21,0	5,6(21)	1,4	2,570	Не опр.	8	60
0,02	0,30	99,53	73,2	21,2	4,8(18)	0,8	2,536	1,00	12	78
0,15	1,09	99,51	75,0	17,5	7,5(30)	Не опр.	2,561	Не определялось		
0,04	0,25	100,30	69,1	25,0	4,8(16)	0,9	2,577	»		
0,14	0,60	100,34	72,0	21,0	5,4(20)	1,6	2,579	0,75	11	80
0,16	1,05	100,32	68,0	23,0	8,1(26)	0,9	2,629	Не определялось		
0,03	0,29	99,78	72,0	24,3	3,0(11)	0,7	2,589	»	»	81
			72,4	25,5	1,3(5)	0,8	Не опр.	0,0 —	6,8 —	66,5 —
			75,3	21,5	3,2(13)	Нет	свед.	0,36	8,0	73,0
									7,3 —	68,0 —
			77,5	21,0	1,5(7)	»	»		9,7	73,0
			71,5	25,5	3,0(10)	»	»	0,00	8,0	72,0
									6,5 —	65,5 —
									8,2	75,5

и бердичевского комплексов

0,02	0,30	99,88	78,0	17,3	3,7(17)	1,0	2,546	1,0	14	88
0,01	0,36	100,41	77,5	19,1	2,8(12)	0,6	2,599	0,625	10	80
0,02	0,88	99,63	75,0	20,8	3,7(15)	0,5	2,648	0,90	Не опр.	
0,15	1,12	99,80	71,5	21,6	6,3(22)	0,6	2,608	0,90	»	»

житомирского комплекса

0,06	0,21	99,65	76,5	17,2	4,8(21)	1,5	2,570	0,50	Не определялось	
0,04	0,19	99,98	81,0	13,9	3,7(21)	1,4	2,583	0,50	4—8	80
0,04	0,30	99,51	79,0	16,7	2,7(14)	1,6	2,589	1,00	8—12	76

кварцевые монцитоны

0,09	0,89	99,52	82,5	13,5	4,0(22)	Не опр.	2,570	Но опр.	10	72
0,02	0,64	99,60	88,5	8,2	3,3(29)	» »	2,560	0,90	12	83

тизированные

0,09	0,89	99,52	82,5	13,5	4,0(22)	Не опр.	2,570	Но опр.	10	72
0,02	0,64	99,60	88,5	8,2	3,3(29)	» »	2,560	0,90	12	83

В соответствии с данными А. С. Марфунина (1962), выделившего в кристаллических породах Украинского щита пять структурно-оптических типов каликатровых полевых шпатов, в западной части щита четко устанавливаются лишь два. К одному из них относятся промежуточные ортоклазы бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов, к другому — четкорешетчатые максимальные микроклины житомирских и коростышевских гранитов с $2V = 80-88^\circ$, $\Delta = 1$.

Среди гранитов побужского комплекса максимальной триклинностью характеризуются калишпаты биотитовых гранитов. Но они, в отличие от калишпатов житомирских гранитов, крипорешетчатые, что сближает их с одноименными минералами кировоградских гранитов, которые А. С. Марфунин (1962) отнес к четвертому структурно-оптическому типу, характеризующемуся максимальной триклинностью и большим углом оптических осей ($78-80^\circ$).

Следует отметить, что среди калишпатов биотитовых гранитов побужского комплекса встречаются также разновидности с $\Delta < 0,5$; $2V = 60^\circ$. Эти данные показывают, что калишпаты биотитовых гранитов побужского комплекса не отвечают строго определенному структурно-оптическому типу.

Химический состав биотитов из гранитов

Номер образца	Место отбора	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
101/59	с. Подольяны	34,55	2,54	19,71	3,11	16,95
103/59	»	34,59	2,54	19,61	2,24	17,38
170/57	с. Райки	34,73	2,83	18,10	4,36	17,24
105/59	с. Чудиновцы	35,00	4,20	16,84	1,27	15,90
602	с. Супрунов	34,24	4,32	17,26	1,42	17,42
602 ^a	с. Жежелев	36,30	3,24	18,74	2,14	17,35
2096	»	35,91	3,50	17,80	1,58	17,63
189	с. Скragлевка	35,81	3,27	18,04	3,13	12,91
15/60	с. Кривошеинцы	35,60	4,04	18,74	2,03	14,36
51/61	с. Иква	36,37	4,54	16,78	2,43	13,64
539	с. Соколово	34,16	3,33	17,58	6,31	15,52
512 ^a	с. Бейзимовка	35,60	3,52	16,29	3,22	16,53
109/59	с. Райки	34,53	3,08	19,16	0,96	18,56
110/59	»	34,74	2,83	19,70	1,69	17,54
40/61	с. Лутай	34,04	2,62	18,7 _т	3,97	17,24
301	с. Райки	34,90	2,26	21,9 _т	1,24	18,22
301 ^a	»	35,20	2,55	20,21	2,01	17,78
302	»	36,82	1,62	19,46	1,49	18,35
303	»	33,70	4,00	19,16	3,03	19,73
305	с. Жежелев	35,46	3,32	18,05	1,81	16,76
Среднее		35,12	3,20	18,53	2,48	16,79

Они относятся к промежуточным ортоклазам: $2V = 60^\circ$; $\Delta < 0,5$; $Nm: \perp (001) = 6-8^\circ$; содержание альбита — 19,8—21,0% (см. табл. 38), что сближает их с калиевыми полевыми шпатами бердичевских гранитов.

Таким образом, калиевые полевые шпаты гранитоидов побужского и кировоградско-житомирского комплексов существенно отличаются между собой по оптическим свойствам, степени триклинности и состава.

Химический состав биотитов из гранитов

Номер образца	Место отбора	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
9723/6	с. Николаевка	35,68	5,36	17,40	1,24	13,03
10/60	с. Каменогорка	35,84	4,44	17,90	4,60	9,98
701 ^г	с. Широкая Гребля	34,90	3,66	18,18	7,90	10,24
11/60	с. Каменогорка	36,15	5,53	16,05	3,91	12,23
9/60	с. Супрунов	35,72	5,25	17,17	2,65	14,10
112/59	с. Николаевка	37,65	4,38	16,71	4,62	11,04
523 ^a	г. Хмельник	34,30	4,41	17,42	2,43	15,44
545	с. Крутнев	36,04	3,85	18,29	1,34	14,64
620 ^м	с. Николаевка	35,20	2,51	18,53	2,84	13,93
5/60	с. Брусилы	35,10	5,13	16,35	3,82	13,29
16/60	с. Ст. Пиков	35,92	4,54	17,39	2,43	13,64
566	р. Згар	36,70	5,65	16,10	2,73	11,89
624	с. Николаевка	36,30	5,37	16,19	0,97	14,93
50/61	с. Новая Синявка	35,25	5,91	17,01	1,93	16,24
7/60	с. Супрунов	35,62	4,93	16,83	2,46	15,95
47/61	с. Николаевка	36,56	5,05	16,73	0,92	11,92
6/60	с. Супрунов	34,50	4,09	17,65	1,62	17,24
Среднее		35,73	4,65	17,17	2,85	13,51

бердичевского комплекса, %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	F	P ₂ O ₅	Сумма
0,05	9,79	0,21	0,27	9,57	0,22	3,24	0,05	He опр.	100,26
0,05	9,90	0,38	0,50	9,27	0,17	3,19	0,06	» »	99,88
0,07	9,06	0,19	0,61	9,45	0,23	3,50	0,06	» »	100,37
0,02	12,00	1,45	0,09	9,00	0,03	4,13	0,56	» »	100,49
0,01	11,20	0,35	0,80	9,59	0,02	3,41	0,25	» »	100,29
0,02	9,17	0,30	0,35	8,85	0,39	3,10	He опр.	» »	99,95
0,03	10,46	0,07	0,19	9,26	0,14	3,00	0,12	0,05	99,74
0,01	12,71	0,28	1,06	8,30	0,29	3,93	He опр.	He опр.	99,74
0,01	11,94	0,21	0,51	8,26	0,28	3,27	0,47	0,12	99,84
0,01	12,76	0,21	0,55	9,17	0,20	2,89	0,55	0,12	100,22
0,04	9,43	0,28	0,16	8,42	0,19	4,37	1,10	0,05	100,94
0,11	10,93	0,42	0,08	9,84	0,13	3,19	0,10	0,23	100,19
0,06	9,28	0,28	0,47	9,39	0,32	3,76	0,18	0,11	100,14
0,07	9,52	0,28	0,57	9,43	0,16	3,53	0,08	0,11	100,25
0,06	9,02	0,14	0,68	8,81	0,36	3,65	0,62	0,15	100,14
0,09	8,15	0,40	0,20	8,80	He опр.	3,58	0,06	He опр.	99,82
0,10	8,36	0,28	0,18	10,14	0,32	3,42	0,22	0,06	100,83
0,05	9,38	0,17	0,15	8,80	He обн.	3,23	0,10	He опр.	99,62
0,09	7,37	0,11	0,12	8,80	» »	3,35	0,36	» »	99,82
0,04	9,76	0,22	0,18	10,10	0,16	3,56	0,23	0,07	101,27
0,06	9,97	0,31	0,39	9,14	0,18	3,45	0,28	0,10	

ву пертитовых вростков, что свидетельствует о различных геологических и термодинамических условиях формирования этих двух групп гранитоидов.

СЛЮДА

В западной части Украинского щита биотит встречается во всех разновидностях гранитоидов, мусковит же характерен только для гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Таблица 40

побужского комплекса, %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	F	Сумма
He опр.	14,00	0,07	0,56	8,85	He опр.	0,20	3,26	He опр.	99,65
0,02	13,44	0,07	0,51	9,34	» »	0,48	2,91	0,50	99,93
0,03	10,71	0,07	0,68	8,56	» »	0,24	3,26	1,70	100,83
0,03	13,34	0,07	0,65	9,16	» »	0,24	2,10	1,50	100,96
0,01	12,28	0,07	0,73	9,17	» »	0,32	2,21	0,40	100,08
0,02	12,36	0,07	0,57	8,87	» »	0,40	2,80	0,42	99,91
0,01	11,33	0,49	0,87	9,09	0,11	0,14	4,23	0,20	100,47
0,06	13,10	0,10	0,77	8,24	He опр.	0,33	3,11	He опр.	99,87
0,01	13,18	0,21	0,33	8,75	» »	0,55	3,62	0,08	99,66
0,01	12,67	0,49	0,91	9,17	0,11	0,12	3,15	0,25	100,57
He опр.	13,03	0,21	0,40	8,54	0,11	0,20	2,89	0,55	99,85
0,01	14,14	0,21	0,35	9,59	0,17	0,11	2,31	0,30	100,26
0,01	12,94	0,14	0,36	9,52	0,14	0,20	2,94	0,20	100,21
0,02	10,86	0,21	0,34	9,41	0,17	0,19	3,06	0,75	100,35
0,04	11,20	0,35	0,45	8,24	0,11	0,24	3,46	0,20	100,08
0,05	14,98	0,28	0,36	9,13	0,13	0,34	3,10	0,26	99,81
0,02	10,86	0,21	0,53	8,47	0,11	0,24	3,85	0,55	99,94
0,02	12,61	0,20	0,55	8,95		0,27	3,07	0,52	

Химический состав биотитов из гранитов

Номер образца	Место отбора	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
102/59	с. Подолянцы	33,48	2,70	19,01	3,34	19,82
4/57	с. Крошня	34,53	2,18	17,72	6,43	17,61
347	г. Житомир	32,82	2,80	17,84	He обн.	22,38
43/61	с. Старошейка	34,58	3,98	18,26	2,63	18,86
202/63	г. Коростышев	34,20	3,02	17,43	2,84	19,93
46/61	с. Городище	32,77	2,32	19,62	2,43	18,31
9/3	с. Володарка	32,78	1,19	18,49	4,25	23,85
62	р. Тетерев	34,77	2,36	19,85	2,16	17,11
401	р. Гнилопять	34,32	3,03	18,76	2,57	18,56
472	с. Глубочек	34,87	3,32	16,13	5,02	17,98
102/62	с. Круподеринцы	35,39	3,06	16,97	5,15	15,80
101/62	с. Гопчица	36,20	3,42	15,88	9,84	10,92
104/62	с. Кашперовка	35,25	3,02	15,18	8,56	15,23
107/62	с. Погребище	36,59	3,97	16,17	4,90	13,22
110/62	с. Збаржевка	36,50	3,36	15,14	12,88	7,76
6/57	г. Коростышев	34,60	2,52	17,60	3,67	18,96
Среднее		34,31	2,87	17,35	5,37	17,13

Составы биотитов из гранитов всех трех комплексов существенно отличаются между собой по содержанию TiO₂, FeO, Fe₂O₃, MgO и F (табл. 39—41). Максимальное содержание титана и магния установлено в биотитах гранитов побужского, минимальное — в биотитах гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Слюды гранитов бердичевского комплекса в этом отношении занимают промежуточное положение. Среднее содержание окисного и закисного железа в биотите гранитов кировоградско-житомирского комплекса составляет 21,5%,

Кристаллохимические формулы биотитов

Номер образца	K	Na	Ca	ΣK	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti
101/59	0,95	0,04	0,01	1,00	1,13	1,09	0,17	0,15
103/59	0,92	0,03	0,07	1,02	1,14	1,12	0,13	0,15
170/57	0,95	0,09	0,01	1,05	1,04	1,13	0,27	0,16
105/59	0,88	0,01	0,12	1,01	1,39	1,03	0,07	0,25
602	0,95	0,12	0,02	1,09	1,29	1,13	0,08	0,25
602 ^a	0,87	0,06	0,04	0,97	1,05	1,12	0,12	0,19
2096	0,91	0,03	0,09	1,03	1,20	1,13	0,09	0,20
189	0,81	0,16	0,02	0,99	1,45	0,82	0,18	0,19
15/60	0,80	0,08	0,02	0,90	1,35	0,91	0,12	0,23
51/61	0,89	0,08	0,02	0,99	1,45	0,87	0,14	0,26
539	0,84	0,02	0,02	0,88	1,10	1,02	0,37	0,20
512 ^a	0,98	0,01	0,03	1,02	1,26	1,07	0,19	0,21
109/59	0,93	0,07	0,02	1,02	1,09	1,21	0,06	0,18
110/59	0,93	0,09	0,02	1,04	1,10	1,14	0,10	0,16
40/61	0,88	0,10	0,01	0,99	1,06	1,13	0,24	0,15
301	0,87	0,03	0,03	0,93	0,94	1,17	0,07	0,13
301 ^a	1,00	0,02	0,02	1,04	0,97	1,16	0,12	0,15
302	0,86	0,03	0,02	0,91	1,07	1,18	0,08	0,09
303	0,88	0,02	0,01	0,91	0,86	1,30	0,18	0,24
305	1,01	0,01	0,02	1,04	1,14	1,10	0,10	0,19
Среднее	0,91	0,06	0,03	1,00	1,16	1,09	0,14	0,19

кировоградско-житомирского комплекса, %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	F	P ₂ O ₅	Сумма
0,15	7,94	0,28	0,57	9,23	0,15	3,28	0,12	He опр.	100,07
0,50	7,37	0,63	0,47	8,96	0,45	3,40	0,12	» »	100,37
0,20	9,56	1,33	0,09	8,83	0,12	4,24	Сл.	» »	100,21
0,10	6,34	0,56	0,90	9,05	0,24	4,32	0,20	0,11	100,13
0,23	7,74	0,70	0,78	9,28	0,12	3,80	0,24	0,15	100,46
0,11	9,95	0,21	0,47	8,59	0,32	4,57	0,46	0,11	100,24
0,17	6,23	0,28	0,17	8,14	0,37	4,30	0,25	0,05	100,57
0,12	9,86	0,14	0,18	9,59	0,29	3,56	0,20	0,14	100,33
0,16	9,14	0,28	0,17	8,65	0,09	4,09	0,30	0,14	100,26
0,09	8,95	0,21	0,18	9,52	0,16	3,32	0,50	0,17	100,42
0,16	9,61	0,28	0,10	8,76	0,40	4,15	0,48	0,03	100,34
0,23	9,68	0,28	0,05	8,78	0,40	3,87	He опр.	0,01	99,56
0,30	9,27	0,28	0,09	8,14	0,40	4,17	0,50	0,03	100,42
0,27	11,84	0,28	0,09	8,78	0,10	3,44	He опр.	0,03	99,68
0,51	10,04	0,42	0,09	8,74	0,84	3,69	0,50	0,01	100,48
0,23	8,30	0,54	0,50	8,82	0,20	3,63	0,44	0,18	100,19
0,22	8,79	0,41	0,31	8,82	0,29	3,82	0,31	0,06	

бердичевского — 19,27, а побужского комплекса — всего лишь 16,36%. Окисным железом обогащены биотиты аплитов-пегматоидных гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Максимальное содержание фтора установлено в биотитах пегматитов и пегматоидных гранитов побужского комплекса.

Из данных пересчетов химических анализов на кристаллохимические формулы видно, что биотиты всех трех комплексов гранитов (табл. 42—44) занимают промежуточное положение между флогопит-

Таблица 42

из гранитов бердичевского комплекса

Al ^{VI}	ΣMg	Si	Al ^{IV}	ΣSi	O	OH	F	O	ΣOH
0,46	3,00	2,67	1,33	4,00	10	1,38	0,01	0,61	2,0
0,46	3,00	2,69	1,31	4,00	10	1,36	0,01	0,63	2,0
0,40	3,00	2,72	1,28	4,00	10	1,22	0,01	0,77	2,0
0,25	2,99	2,72	1,28	4,00	10	1,34	0,13	0,53	2,0
0,25	3,00	2,67	1,33	4,00	10	1,33	0,06	0,61	2,0
0,52	3,00	2,81	1,19	4,00	10	1,14	He опр.	0,86	2,0
0,38	3,00	2,77	1,23	4,00	10	1,25	0,03	0,72	2,0
0,36	3,00	2,74	1,26	4,00	10	1,33	He опр.	0,67	2,0
0,39	3,00	2,71	1,29	4,00	10	1,29	0,11	0,60	2,0
0,28	3,00	2,77	1,23	4,00	10	1,15	0,13	0,72	2,0
0,31	3,00	2,68	1,32	4,00	10	1,07	0,27	0,66	2,00
0,26	3,00	2,77	1,23	4,00	10	1,29	0,02	0,69	2,0
0,46	3,00	2,70	1,30	4,00	10	1,34	0,04	0,62	2,0
0,50	3,00	2,70	1,30	4,00	10	1,30	0,02	0,68	2,0
0,42	3,00	2,68	1,32	4,00	10	1,21	0,15	0,64	2,0
0,69	3,00	2,70	1,30	4,00	10	1,31	0,01	0,68	2,0
0,60	3,00	2,75	1,25	4,00	10	1,11	0,06	0,83	2,0
0,58	3,00	2,82	1,18	4,00	10	1,39	0,02	0,59	2,0
0,42	3,00	2,65	1,35	4,00	10	1,26	0,09	0,65	2,0
0,47	3,00	2,79	1,21	4,00	10	1,14	0,06	0,80	2,0
0,42	3,00	2,73	1,27	4,00	10	1,26	0,06	0,68	2,0

Кристаллохимические формулы биотитов

Номер образца	K	Na	Ca	ΣK	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti
9723/6	0,85	0,09	0,01	0,95	1,57	0,82	0,07	0,30
10/60	0,90	0,07	0,01	0,98	1,52	0,63	0,26	0,25
701 ^r	0,86	0,10	0,01	0,97	1,24	0,67	0,46	0,21
11/60	0,89	0,09	0,01	0,99	1,51	0,77	0,22	0,32
9/60	0,89	0,11	He опр.	1,00	1,39	0,90	0,16	0,30
112/59	0,86	0,08	0,01	0,95	1,41	0,70	0,27	0,25
523 ^a	0,91	0,13	0,04	1,08	1,32	1,01	0,14	0,26
545	0,79	0,11	0,01	0,91	1,47	0,92	0,08	0,22
620 ^в	0,84	0,05	0,02	0,91	1,43	0,79	0,19	0,25
5/60	0,90	0,14	0,04	1,08	1,45	0,85	0,22	0,30
16/60	0,82	0,06	0,02	0,90	1,47	0,86	0,14	0,26
566	0,92	0,05	0,02	0,99	1,59	0,75	0,15	0,32
624	0,92	0,05	0,01	0,98	1,47	0,95	0,05	0,31
50/61	0,93	0,05	0,02	1,00	1,25	1,05	0,11	0,29
7/60	0,81	0,07	0,03	0,91	1,28	1,02	0,14	0,28
47/61	0,87	0,05	0,02	0,94	1,68	0,75	0,05	0,29
6/60	0,84	0,08	0,02	0,94	1,25	1,12	0,09	0,24
Среднее	0,87	0,08	0,02	0,97	1,43	0,86	0,16	0,27

аннитовыми и истонит-сидерофиллитовыми крайними рядами (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953). Алюминий изоморфно замещает кремний в тетраэдрической координации и отмечен в группе ионов шестерной координации. Характерно, что в четверной координации алюминий находится в биотитах всех комплексов в одинаковых количествах. Среднее значение коэффициента Al^{IV} равно 1,27. Содержание алюминия в шестерной координации в биотитах отдельных комплексов неодинаково. Средние цифровые значения коэффициентов ионов алюминия в группе шестерной координации изменяется от 0,27 для биотитов из гранитов побужского комплекса до 0,42 для таковых из гранитов бердичевского

Кристаллохимические формулы биотитов

Номер образца	K	Na	Ca	ΣK	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺
102/59	0,92	0,08	0,02	1,02	0,93	0,01	1,31	0,20
4/57	0,90	0,07	0,05	1,02	0,87	0,03	1,18	0,39
347	0,88	0,01	0,11	1,00	1,12	0,01	1,47	He опр.
43/61	0,94	0,15	0,04	1,13	0,76	He опр.	1,29	0,16
202/63	0,52	0,11	0,06	1,09	0,93	0,01	1,33	0,17
46/61	0,85	0,07	0,02	0,94	1,16	0,01	1,19	0,14
9/3	0,82	0,03	0,02	0,87	0,74	0,01	1,58	0,25
62	0,94	0,03	0,01	0,98	1,13	0,01	1,10	0,13
401	0,86	0,03	0,02	0,91	1,06	0,01	1,21	0,15
472	0,96	0,03	0,02	1,01	1,05	He опр.	1,19	0,30
102/62	0,88	0,02	0,02	0,92	1,12	0,01	1,03	0,30
101/62	0,88	0,01	0,02	0,91	1,14	0,02	0,72	0,58
104/62	0,82	0,01	0,02	0,85	1,09	0,02	1,00	0,51
107/62	0,86	0,01	0,02	0,89	1,35	0,02	0,85	0,28
110/62	0,88	0,01	0,04	0,93	1,18	0,04	0,51	0,77
6/57	0,89	0,08	0,05	1,02	0,98	0,02	1,25	0,22
Среднее	0,89	0,05	0,03	0,97	1,04	0,01	0,14	0,30

из гранитов побужского комплекса

Al ^{VI}	ΣMg	ΣSi	Al ^{IV}	ΣSi	ОН	F	O	ΣОН
0,24	3,00	2,69	1,31	4,00	1,44	He опр.	0,56	2,00
0,34	3,00	2,73	1,27	4,00	1,04	1,12	0,84	2,00
0,42	3,00	2,74	1,26	4,00	0,54	0,42	1,04	2,00
0,18	3,00	2,75	1,25	4,00	0,84	0,36	0,80	2,00
0,25	3,00	2,71	1,29	4,00	1,18	0,10	0,72	2,00
0,37	3,00	2,87	1,13	4,00	0,88	0,10	1,02	2,00
0,27	3,00	2,66	1,34	4,00	1,24	0,05	0,71	2,00
0,31	3,00	2,70	1,30	4,00	1,46	He опр.	0,54	2,00
0,30	3,00	2,67	1,33	4,00	1,53	0,02	0,45	2,00
0,18	3,00	2,70	1,30	4,00	1,12	0,06	0,82	2,00
0,27	3,00	2,72	1,28	4,00	1,30	0,13	0,57	2,00
0,19	3,00	2,76	1,24	4,00	1,18	0,07	0,75	2,00
0,22	3,00	2,77	1,23	4,00	1,30	0,05	0,65	2,00
0,30	3,00	2,74	1,26	4,00	1,07	0,18	0,75	2,00
0,28	3,00	2,75	1,25	4,00	1,28	0,05	0,67	2,00
0,23	3,00	2,75	1,25	4,00	1,37	0,06	0,57	2,00
0,30	3,00	2,69	1,31	4,00	1,37	0,13	0,50	2,00
0,27	3,00	2,73	1,27	4,00	1,18	0,13	0,70	2,00

комплекса. Среднее значение Al^{VI} для биотитов из гранитов кировоградско-житомирского комплекса равно 0,34. Распределение алюминия в биотитах гранитов несколько отличается от распределения глинозема в биотитах метаморфических пород. Максимальное содержание Al^{VI} характерно для биотитов из гнейсов тетеревской серии, относящихся к породам самой низкой ступени метаморфизма. Казалось бы, следовало ожидать, что биотиты гранитов кировоградско-житомирского комплекса, приуроченные к гнейсам тетеревской серии, должны содержать самые значительные количества Al^{VI}. Однако в биотитах бердичевских гранитов Al^{VI} больше, чем в биотитах гранитов кировоградско-жито-

Таблица 44

из гранитов кировоградско-житомирского комплекса

Ti	Al ^{VI}	ΣMg	Si	Al ^{IV}	ΣSi	ОН	F	O	ΣОН
0,16	0,39	3,00	2,63	1,37	4,00	1,40	0,03	0,57	2,00
0,13	0,40	3,00	2,74	1,26	4,00	1,21	0,03	0,76	2,00
0,17	0,23	3,00	2,52	1,42	4,00	1,74	He опр.	0,26	2,00
0,24	0,55	3,00	2,81	1,19	4,00	0,80	0,05	1,15	2,00
0,18	0,38	3,00	2,73	1,27	4,00	1,91	He опр.	0,09	2,00
0,14	0,36	3,00	2,56	1,44	4,00	1,59	0,11	0,30	2,00
0,07	0,35	3,00	2,62	1,38	4,00	1,69	0,06	0,25	2,00
0,14	0,49	3,00	2,68	1,32	4,00	1,36	0,05	0,59	2,00
0,18	0,39	3,00	2,67	1,33	4,00	1,43	0,07	0,50	2,00
0,20	0,26	3,00	2,76	1,24	4,00	1,13	0,12	0,75	2,00
0,18	0,36	3,00	2,79	1,21	4,00	1,13	0,12	0,75	2,00
0,20	0,34	3,00	2,86	1,14	4,00	0,89	He опр.	1,11	2,00
0,18	0,20	3,00	2,79	1,21	4,00	1,15	0,12	0,73	2,00
0,23	0,27	3,00	2,81	1,19	4,00	0,67	He опр.	1,33	2,00
0,20	0,30	3,00	2,89	1,11	4,00	0,55	0,12	1,33	2,00
0,15	0,38	3,00	2,74	1,26	4,00	1,18	0,11	0,71	2,00
0,17	0,34	3,00	2,73	1,27	4,00	1,24	0,06	0,70	2,00

мирского комплекса. Совершенно очевидно, что неодинаковый состав биотитов из гранитов и вмещающих гнейсов свидетельствует о различных условиях образования этих пород. По С. Р. Нокколдсу (1947), для биотитов изверженных пород соотношение катионов шестерной координации определяется ассоциацией фемических минералов. Наличие последних, в свою очередь, обусловлено высокой насыщенностью глиноземом исходного расплава, давшего граниты. В бердичевских гранитах установлены такие глиноземсодержащие минералы, как гранат, кордиерит, силлиманит. Поэтому биотит этих гранитов отличается самым высоким содержанием Al^{VI} .

На распределение глинозема в биотитах оказывает влияние режим щелочности гранитоидов (Маракушев, 1965). Биотиты и другие железомagneзиальные силикаты гранитоидов с понижением активности щелочей обогащаются алюминием. Об этом свидетельствует обратная зависимость между средними значениями щелочности и глиноземистости биотитов из гранитов отдельных комплексов (табл. 45).

Таблица 45

Среднее значение глиноземистости и щелочности биотитов

$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$	$2Al_2O_3$	Комплекс гранитов
	$2Al_2O_3 + MgO + FeO + 2Fe_2O_3 + SiO_2 \cdot 100$	
0,57	25,11	Бердичевский Кировоградско-житомирский Побужский
0,58	23,83	
0,61	22,97	

Возрастание щелочности гранитоидов приводит к вытеснению из биотита прежде всего алюминия, находящегося в шестерной координации. Доказательством тому являются постоянное содержание Al^{IV} в биотитах гранитов всех трех комплексов и различные содержания Al^{VI} в биотитах отдельных типов гранитов.

По суммарному содержанию двухвалентных катионов в шестерной координации биотиты изученных гранитов существенно не отличаются. Но в содержании магния и двухвалентного железа между биотитами отдельных групп гранитов намечаются существенные различия. Этим в основном определяется светопреломление биотитов. Самыми высокожелезистыми являются биотиты кировоградско-житомирского комплекса — среднее значение коэффициента двухвалентного иона железа для них составляет 1,14, тогда как этот же коэффициент для биотитов из гранитов побужского комплекса равен 0,86. Казалось бы, биотиты побужского комплекса гранитов должны обладать самыми низкими показателями преломления. В действительности же светопреломление биотитов этих гранитов несколько выше, чем биотитов бердичевских гранитов, среднее значение коэффициентов двухвалентного железа для которых равно 1,09 (см. табл. 42).

На графике зависимости светопреломления от железистости (рис. 17) фигуративные точки биотитов побужского комплекса гранитов находятся значительно выше прямой, полученной В. С. Соболевым (1950) для биотитов из гранитов, тогда как биотиты бердичевских и житомирских гранитов находятся в области этой прямой и образуют два обособленных поля. Прямая зависимости между железистостью и светопреломлением для биотитов из гранитов побужского комплекса значительно выше таковой биотитов из гранитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов. Относительно низкую железистость, рассчитанную по данным химического анализа, и высокое светопреломление биотитов побужского комплекса гранитов, видимо, сле-

дует объяснить повышенным содержанием в этих минералах фтора и титана (Соболев, 1949).

Таким образом, в изученных биотитах из гранитов различных комплексов наиболее существенные отличия устанавливаются в содержании отдельных катионов шестерной координации. От биотитов из гранитов кировоградско-житомирского комплекса к биотитам гранитов

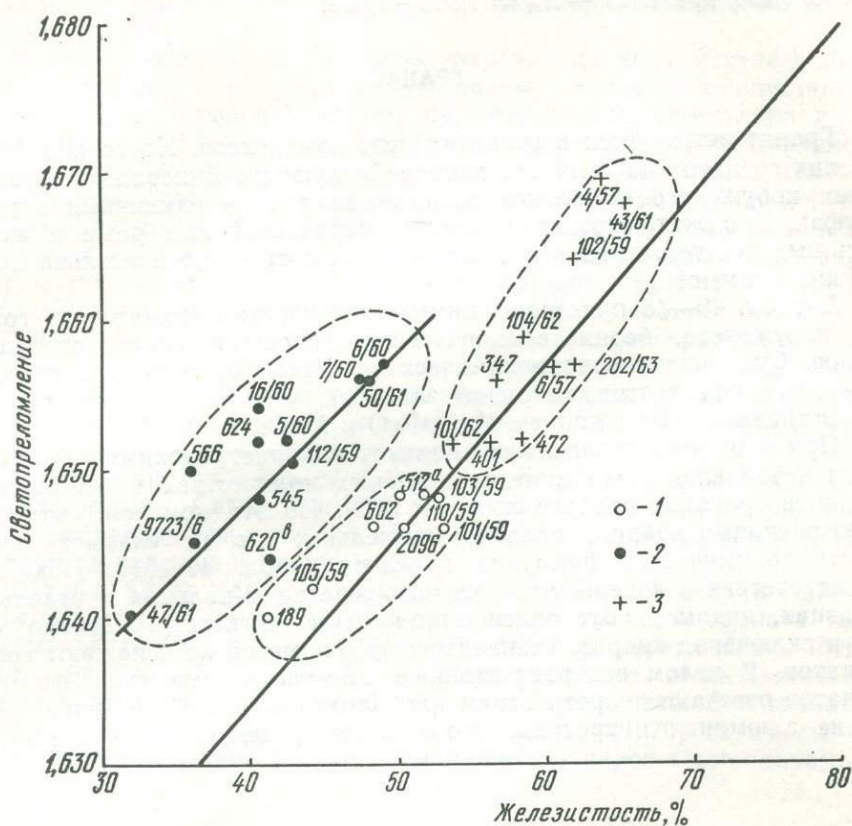


Рис. 17. Зависимость светопреломления биотитов от железистости: гранитов бердичевского (1), побужского (2) и кировоградско-житомирского (3) комплексов.

побужского комплекса закономерно уменьшается содержание закисного железа, увеличивается количество магния и титана. Соотношения между кремнием и алюминием в четверной координации для биотитов всех трех групп гранитов остаются почти постоянными.

Из редких элементов в биотитах гранитоидов всегда наблюдается скандий, содержание которого изменяется от нескольких граммов до 60 г/т. В биотитах бердичевских гранитов содержание его составляет 15—40 г/т. Несколько более высокими величинами характеризуются биотиты житомирских гранитов. Отчетливо намечаются весьма низкие количества скандия в биотитах гранитов побужского комплекса — около 10 г/т. Устанавливается прямая зависимость между содержанием скандия и закисного железа в минерале, что обусловлено, видимо, близостью ионных элементов ($Sc = 0,83$, $Fe^{2+} = 0,80$).

Мусковит повсеместно встречается лишь в гранитах и пегматитах кировоградско-житомирского комплекса. Чаще всего он замещает биотит.

Химический состав мусковита из пегматита следующий (в %):

SiO ₂ — 46,48;	FeO — 2,01;	Na ₂ O — 0,64;	п. п. п. — 5,92;
TiO ₂ — 0,90;	MnO — 0,01;	K ₂ O — 10,00;	F — 0,64;
Al ₂ O ₃ — 31,64;	MgO — 1,29;	P ₂ O ₅ — 0,02;	сумма — 100,11;
Fe ₂ O ₃ — 0,16;		H ₂ O — 0,40;	d — 2,798;

Светопреломление мусковита из гранитов и пегматитов изменяется в небольших пределах — $n_m = 1,595-1,599$.

ГРАНАТ

Гранат встречается в гранитах всех комплексов. Но если в бердичевских гранитах он является породообразующим минералом, то в гранитах побужского комплекса он отмечен в виде единичных зерен в штуфах, а в житомирских гранитах встречается еще реже и может быть выделен только из проб, вес которых составляет несколько десятков килограммов.

В табл. 46—48 приведены химические составы гранатов из гранитов побужского, бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов. Сравнивая средние химические составы гранатов из гранитов отдельных комплексов, нетрудно заметить, что наиболее существенно они отличаются содержанием MgO, FeO и MnO.

При пересчете химических анализов на кристаллохимические формулы установлено, что в незначительных количествах в большинстве образцов гранатов отмечен избыток SiO₂. Но эти примеси, связанные с включениями кварца, столь незначительны, что не сказываются на кристаллохимических формулах гранатов (табл. 49—51). Некоторое несоответствие в содержании окисного железа и кальция в отдельных образцах, видимо, обусловлено примесями магнетита. Однако они, как и включения кварца, незначительны и заметно не искажают состав гранатов. В целом все рассчитанные кристаллохимические формулы гранатов отвечают теоретическим или близки к ним. Суммарное содержание алюминия и трехвалентного железа, входящих в шестерную

Химический состав гранатов

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
9/60	38,15	0,09	20,35	1,48	30,59	0,62
112/59	38,18	0,08	21,03	1,77	30,33	0,64
545	37,35	0,43	21,34	1,15	30,89	0,52
523 ^a	37,66	0,09	21,31	0,25	31,25	0,14
14/60	33,82	0,09	21,53	0,35	29,23	0,23
12/60	38,66	0,14	18,90	2,45	30,24	0,65
5/60	38,30	0,19	18,48	2,81	30,81	0,51
16/60	38,43	0,12	20,57	0,75	30,74	0,42
6/60	37,71	He опр.	18,33	4,75	31,61	0,92
10	38,30	0,15	20,03	5,68	25,86	0,21
11	38,68	0,18	20,03	2,89	24,65	0,15
598	38,79	He обн.	20,11	1,61	28,38	0,31
Среднее	38,12	0,13	20,15	2,16	29,51	0,44

9/60 — гранат из серых метасоматически измененных гранитов, с. Супрунов; 112/59 — гранат из серых биотитовых гранитов, г. Хмельник; 14/60 — гранат из гранато-биотитовых гранитов, с. Соломирка; 12/60 — гранат из серых гранитов, с. Бруслинов; 16/60 — гранат из пегматоидных гранитов, с. Ст. Пиков; 6/60 — гранат из гранато-биотитовых биотитовых аплито-пегматоидных гранитов, с. Требухи; 598 — гранат из гранато-биотитовых гранитов.

координацию для гранатов из всех комплексов гранитов, остается постоянным (Al — 1,86—1,90; Fe³⁺ — 0,07—0,10), тогда как соотношения ионов восьмерной координации в гранатах из гранитов отдельных комплексов неодинаковы. Среднее значение коэффициента магния в гранате из гранитов побужского комплекса самое высокое — 0,83, а в гранате из гранитов кировоградско-житомирского комплекса 0,30. В отношении катионов закисного железа и марганца устанавливается обратная картина.

Пересчет химических анализов гранатов на компонентный состав показал, что все они представлены преимущественно альмандином с незначительным содержанием пироба, спессартина, гроссуляра и андрадита (табл. 52—54). По содержанию пироповой и спессартиновой молекул гранаты отдельных комплексов существенно отличаются между собой, что отчетливо видно на тройной диаграмме альмандин — пироп — спессартин (рис. 18). Кальциевый компонент установлен в гранатах из всех разновидностей гранитов в незначительных (почти равных) количествах, содержание его не превышает 4%. Гранаты из гранитов бердичевского и побужского комплексов крайне бедны спессартином, тогда как в гранатах из гранитов кировоградско-житомирского комплекса содержание этого компонента составляет 9%. Максимальное количество пироба установлено в гранатах (28,42%) из гранитов побужского комплекса, минимальное — в гранатах (10,44%) из гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Существенно отличаются гранаты из отдельных типов гранитов и по железистости. Самая высокая железистость характерна для гранатов житомирских гранитов (88,4%), а низкая — для гранатов (70,9%) из гранитов побужского комплекса.

В табл. 55 приведены средние составы гранатов всех комплексов гранитов. Составы их отвечают парагенетическому типу граната, выделенному Н. В. Соболевым (1970) для гранитов, керамических пегматитов и биотитовых гнейсов. Предельными являются лишь содержания пироба в гранатах из гранитов побужского комплекса. Эти гранаты в соответствии с классификацией Н. В. Соболева (1970) занимают промежуточное положение между альмандином и пироп-альмандином.

Таблица 46

из гранитов побужского комплекса, %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
6,13	1,12	0,67	0,13	Не опр.	0,04	0,64	100,01
6,41	1,12	0,67	0,13	» »	0,04	0,03	100,43
7,62	0,84		0,06	» »	0,02	0,14	100,36
7,34	1,12	0,26	0,13	0,18	0,02	0,33	100,07
8,53	1,12	0,33	0,10	0,15	0,06	0,31	99,85
6,67	1,32	0,24	0,14	0,20	0,02	0,65	100,28
6,63	1,10	0,28	0,10	0,23	0,06	0,76	100,26
7,03	0,81	0,22	0,09	0,15	0,01	0,83	100,17
4,82	0,85	0,30	0,08	0,06	Не опр.	0,60	100,03
6,41	2,29	0,08	0,10	0,05	» »	1,26	100,42
8,67	1,81	0,10	0,16	0,06	» »	1,50	99,88
8,31	1,71	0,27	0,10	0,03	» »	0,69	100,31
7,04	1,27	0,29	0,11	0,12	0,02	0,64	

гранитов, с. Николаевка; 545 — гранат из гранато-биотитовых гранитов, с. Крутнев; 523^a — гранат из биотитовых метасоматически измененных гранитов, с. Александровка; 5/60 — гранат из серых метасоматически измененных гранитов, с. Супрунов; 10 — гранат из биотитовых аплитов-пегматоидных гранитов, с. Требухи; 11 — гра-
с. Сосны.

Химический состав гранатов

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
101/59	37,00	0,09	21,06	0,21	34,30	0,77
103/59	36,80	0,07	21,61	0,25	34,10	0,93
31	38,05	0,06	21,72	1,52	32,31	1,19
31 ^a	39,09	0,07	20,85	4,03	30,04	1,06
602	37,68	0,36	20,02	0,19	33,94	0,96
204/63	36,30	0,09	21,44	0,30	34,64	0,32
110/59	37,40	0,05	19,21	2,38	34,27	1,78
49	37,54	0,07	18,00	4,36	32,83	1,30
189 ^b	37,45	0,04	20,17	0,54	33,99	0,75
515	38,98	0,04	19,19	1,97	31,39	0,76
515 ^a	37,02	0,10	20,49	0,40	35,71	1,96
50	37,20	0,05	20,39	0,16	34,84	1,10
109/59	36,97	0,04	20,46	0,40	34,99	1,59
105/59	38,40	0,15	20,57	1,53	32,18	0,44
108/62	37,64	0,18	19,67	1,65	33,33	0,63
2096	38,60	0,08	20,81	0,38	33,45	1,09
539	38,21	Не обн.	18,31	1,43	35,92	0,96
15/60	37,85	» »	19,05	4,51	30,17	0,57
5	38,50	0,39	19,26	4,96	26,26	0,69
7	38,98	0,15	20,20	6,64	24,12	0,30
Среднее	37,52	0,10	20,43	1,68	32,41	0,95

101/59 — гранат из бердичевского гранита, с. Подольцы; 103/59 — гранат из биотито-гранатового мигматита из гранато-биотитового гнейса, там же; 602 — гранат из бердичевского гранита, с. Супрунов; 204/63 — то же, г. Хмельник; 515^a — то же. 50 — то же, с. Галиевка; 109/59 — то же, с. Райки; 105/59 — гранат из биотита; 539 — гранат из биотито-гранатового мигматита, с. Соколово; 15/60 — гранат из сингенетического пегматита.

Приведенные различия в составе гранатов свидетельствуют о неодинаковых термодинамических условиях образования гранитов отдельных комплексов (см. гл. XI).

Особенностями химического состава гранатов определяется и характер элементов-примесей в этих минералах — редкие земли, скандий. Вопрос о составе редких земель в гранатах рассмотрен в гл. VIII.

Химический состав гранатов из гранитов

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
91 ^b	36,08	0,20	19,20	4,80	31,26	3,94	2,09	0,84
110 ^ж	36,10	0,22	21,81	0,84	31,26	4,34	3,11	1,41
110 ^з	37,53	0,16	20,26	2,20	31,45	3,42	3,45	1,26
90	36,79	0,12	20,03	0,36	34,84	4,31	1,36	0,65
43/61	37,48	0,23	19,68	2,16	33,62	2,41	2,21	0,96
Среднее	36,79	0,19	20,19	2,07	32,48	3,68	2,44	1,02

91^b — гранат из пегматоидного розово-серого гранита, с. Старшейка; 110^ж — гранат из аплитовидного гранита, с. Шейка; 43/61 — гранат из серого житомирского гранита, с. Старшейка.

из гранитов бердичевского комплекса, %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
4,65	0,98	0,36	0,12	0,17	0,02	0,02	99,78
4,68	0,98	0,30	0,10	0,15	0,02	0,03	100,02
4,37	0,84	He опр.	He опр.	0,05	0,01	He опр.	100,12
3,79	1,26	» »	» »	0,03	0,03	» »	100,25
5,94	1,12	» »	0,14	He опр.	0,01	0,05	100,41
5,33	0,98	0,36	0,13	0,18	0,02	0,35	100,44
3,59	0,57	0,23	0,11	0,17	0,01	0,59	100,36
4,24	0,71	0,25	0,12	0,17	0,06	0,74	100,39
4,85	0,85	0,30	0,18	0,15	0,02	1,13	100,42
5,53	1,05	0,21	0,11	0,17	0,01	0,81	100,22
3,11	0,35	0,25	0,12	0,23	0,04	0,53	100,31
4,11	0,84	0,25	0,12	0,23	0,08	0,85	100,22
3,47	0,75	0,26	0,16	0,17	0,19	0,76	100,21
5,13	0,74	0,26	0,13	0,16	0,02	0,71	100,42
4,68	0,49	0,44	0,17	0,16	0,06	1,07	100,17
4,48	1,19	0,10	0,14	0,10	He опр.	0,07	100,49
3,22	0,99	0,25	0,06	0,04	He обн.	0,87	100,26
5,80	1,14	0,25	0,06	0,07	» »	0,68	100,15
6,41	1,33	0,13	0,25	0,17	» »	1,76	100,11
6,68	1,57	0,08	0,16	0,06	» »	1,02	99,98
4,67	0,93	0,22	0,12	0,13	0,03	0,61	

та, с. Подоляны; 31 — гранат из бердичевского гранита, обнажение между селами Колки и Подоляны; 31^а — то же, с. Куманковцы; 110/59 — то же, с. Райки; 49 — то же, с. Галиевка; 189^в — то же, с. Скragлевка; 515 — тито-гранатового мигматита с. Чудиновцы; 108/62 — то же; 2096 — гранат из бердичевского гранита, с. Жежега, с. Кривошеинцы; 5 — гранат из бердичевского гранита, с. Люзна; 7 — то же.

Скандий всегда находится в гранате в количестве от нескольких тысячных до двух сотых процента. Отмечено, что его содержание увеличивается с возрастанием в составе граната альмандиновой молекулы (табл. 56). Эти данные подтверждают представления В. Гольдшмита и К. Петерса (1938) о том, что количество скандия в гранате находится в прямой зависимости от содержания в нем двухвалентного железа. Возможно также, что скандий в гранатах замещает редкоземельные

Таблица 48

кировоградско-житомирского комплекса, %

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
He определялось		0,11	0,28	0,02	0,04	1,60	100,46
» »		0,11	0,20	0,03	0,02	0,83	100,28
» »		0,10	0,20	He опр.	0,02	He опр.	100,05
0,23	0,12	0,17	He опр.	» »	0,07	0,99	100,04
0,26	0,13	0,15	» »	» »	0,07	0,89	100,25
0,24	0,12	0,13	0,13	0,01	0,04	0,86	100,00

нита, с. Н. Рудня; 110³ — гранат из пегматита, с. Н. Рудня; 90 — гранат из житомирского серого гранита,

Таблица 49

Кристаллохимические формулы гранатов из гранитов побужского комплекса

Номер образца	Al	Fe ³⁺	ΣR ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	ΣR ²⁺	Si	Ti	ΣR ⁴⁺	+SiO ₂
9/60	1,92	0,08	2,00	2,04	0,04	0,73	0,09	2,90	3,0	He опр.	3,00	0,05
112/59	1,95	0,05	2,00	2,06	0,04	0,75	0,09	2,94	3,0	» »	3,00	0,01
545	1,96	0,06	2,02	2,02	0,03	0,89	0,07	3,01	2,95	0,03	2,98	He опр.
523а	1,98	0,02	2,00	2,06	0,01	0,86	0,09	3,02	2,98	0,01	2,99	» »
14/60	1,98	0,02	2,00	1,93	0,01	1,00	0,09	3,03	2,98	0,01	2,99	» »
12/60	1,78	0,16	1,94	2,01	0,04	0,79	0,11	2,95	2,99	0,01	3,00	0,08
5/60	1,74	0,18	1,92	2,06	0,03	0,79	0,10	2,98	2,99	0,01	3,00	0,07
16/60	1,92	0,08	2,00	2,02	0,03	0,83	0,07	2,95	3,00	He опр.	3,00	0,02
6/60	1,76	0,24	2,00	2,21	0,06	0,58	0,08	2,93	3,00	» »	3,00	0,07
10	1,88	0,12	2,00	1,95	0,02	0,76	0,20	2,93	2,99	0,01	3,00	0,07
11	1,88	0,12	2,00	1,70	0,01	1,03	0,16	2,90	2,99	0,01	3,00	0,10
598	1,87	0,09	1,96	1,86	0,02	0,97	0,14	2,99	3,00	He опр.	3,00	0,05
Среднее	1,89	0,10	1,99	1,99	0,03	0,83	0,11	2,96	2,99	0,01	3,00	0,04

Таблица 50

Кристаллохимические формулы гранатов из гранитов бердичевского комплекса

Номер образца	Al	Fe ³⁺	ΣR ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	ΣR ²⁺	Si	Ti	ΣR ⁴⁺	+SiO ₂
101/59	2,00	0,01	2,01	2,31	0,05	0,56	0,08	3,00	3,00	He опр.	3,00	He опр.
103/59	2,02	0,01	2,03	2,30	0,06	0,56	0,09	3,01	3,00	» »	3,00	» »
31	2,00	He опр.	2,00	2,18	0,08	0,51	0,07	2,84	2,99	0,01	3,00	» »
31а	1,92	0,06	2,00	2,12	0,07	0,44	0,11	2,74	3,00	He опр.	3,00	0,07
602	1,89	0,01	1,90	2,26	0,07	0,70	0,09	3,12	2,98	0,02	3,00	0,02
204/63	2,02	0,01	2,03	2,33	0,02	0,64	0,09	3,08	2,92	0,01	2,93	He опр.
110/59	1,84	0,15	1,99	2,33	0,12	0,44	0,05	2,94	3,00	He опр.	3,00	0,04
49	1,73	0,27	2,00	2,24	0,09	0,52	0,06	2,91	3,00	» »	3,00	0,05
189В	1,95	0,03	1,98	2,29	0,05	0,58	0,07	2,99	3,00	» »	3,00	0,02
515	1,81	0,12	1,93	2,10	0,05	0,66	0,09	2,90	3,00	» »	3,00	0,11
515а	1,98	0,02	2,00	2,43	0,14	0,38	0,03	2,98	3,00	» »	3,00	0,01
50	1,97	0,01	1,98	2,36	0,07	0,50	0,07	3,00	3,00	» »	3,00	0,02
109/59	1,98	0,02	2,00	2,38	0,11	0,42	0,07	2,98	3,00	» »	3,00	0,01
105/59	1,93	0,07	2,00	2,17	0,03	0,61	0,06	2,87	3,00	» »	3,00	0,05
108/62	1,89	0,11	2,00	2,26	0,05	0,57	0,04	2,92	2,99	0,01	3,00	0,06
2096	1,95	0,03	1,98	2,23	0,07	0,54	0,10	2,94	3,00	He опр.	3,00	0,08
539	1,76	0,09	1,85	2,46	0,07	0,39	0,09	3,01	3,00	» »	3,00	0,13
15/60	1,81	0,19	2,00	2,11	0,04	0,70	0,10	2,95	3,00	» »	3,00	0,05
5	1,83	0,17	2,00	1,91	0,05	0,77	0,12	2,85	2,98	0,02	3,00	0,12
7	1,89	0,11	2,00	1,91	0,02	0,80	0,14	2,97	2,99	0,01	3,00	0,14
Среднее	1,90	0,07	1,97	2,23	0,06	0,56	0,08	2,93	2,99	0,01	3,00	0,05

Таблица 51

Кристаллохимические формулы гранатов из гранитов кировоградско-житомирского комплекса

Номер образца	Al	Fe ³⁺	ΣR ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	ΣR ²⁺	Si	Ti	ΣR ⁴⁺	+SiO ₂
91б	1,86	0,14	2,00	2,17	0,16	0,28	0,26	0,07	2,94	2,98	0,02	3,00	He опр.
110ж	2,00	He опр.	2,00	2,12	0,04	0,30	0,38	0,12	2,96	2,93	0,02	2,95	» »
110з	1,92	0,08	2,00	2,11	0,05	0,23	0,42	0,11	2,92	2,99	0,01	3,00	0,02
90	1,97	0,02	1,99	2,41	He опр.	0,30	0,17	0,06	2,94	3,00	He опр.	3,00	0,04
43/61	1,86	0,14	2,00	2,29	» »	0,17	0,27	0,08	2,81	2,99	0,01	3,00	0,06
Среднее	1,92	0,08	2,00	2,22	0,05	0,25	0,30	0,09	2,91	2,98	0,01	2,99	0,02

Таблица 52

Компонентный состав гранатов из гранитов побужского комплекса, %

Номер образца	Альмандин	Спессартин	Пироп	Гроссуляр + андрадит	Номер образца	Альмандин	Спессартин	Пироп	Гроссуляр + андрадит
9/60	70,25	1,32	25,13	3,30	5/60	69,04	1,13	26,61	3,22
112/59	69,16	1,49	26,07	3,28	16/60	68,65	0,97	28,13	2,25
545	67,04	1,09	29,52	2,34	6/60	74,96	2,21	20,27	2,56
523a	68,03	0,32	28,53	3,12	10	63,94	0,53	28,24	7,29
14/60	63,52	0,46	32,93	3,09	11	57,80	0,34	36,44	5,42
12/60	68,08	1,45	26,74	3,73	598	62,21	0,63	32,44	4,72
					Среднее	66,89	1,00	28,42	3,69

Таблица 53

Компонентный состав гранатов из гранитов бердичевского комплекса, %

Номер образца	Альмандин	Спессартин	Пироп	Гроссуляр + андрадит	Номер образца	Альмандин	Спессартин	Пироп	Гроссуляр + андрадит
101/59	76,87	1,76	18,63	2,74	515a	81,72	4,61	12,68	0,99
103/59	76,32	2,09	18,68	2,90	50	78,59	2,43	16,56	2,42
31	76,23	2,89	18,34	2,54	109/59	79,81	3,78	14,12	2,29
31a	76,14	2,74	17,11	4,01	105/59	75,26	1,00	21,55	2,19
602	72,79	2,13	22,51	3,07	108/62	77,55	1,51	19,43	1,51
204/63	75,80	0,62	20,76	2,82	2096	75,86	2,44	18,27	3,43
110/59	79,34	4,16	14,83	1,67	539	81,83	2,29	12,93	2,95
49	77,05	3,03	17,73	2,19	15/60	70,95	1,35	24,32	3,38
189b	76,38	1,77	19,42	2,43	5	65,48	1,79	28,44	4,29
515	72,29	1,83	22,73	3,15	7	62,85	0,75	31,15	5,25
					Среднее	75,44	2,25	19,50	2,81

Таблица 54

Компонентный состав гранатов из гранитов кировоградско-житомирского комплекса, %

Номер образца	Альмандин	Спессартин	Пироп	Гроссуляр + андрадит
91 ^b	77,80	10,20	9,31	2,69
110 ^ж	72,73	10,19	12,88	4,18
110 ^з	73,71	8,09	14,50	3,70
90	81,76	10,29	5,92	2,03
43/61	81,49	5,94	9,60	2,97
Среднее	77,51	8,94	10,44	3,11

элементы (Шей, 1962) — ионные радиусы редких земель иттриевой группы (0,85—0,93) и скандия (0,81) близки. Редкие земли, находящиеся в гранате, представлены преимущественно иттриевой группой (см. гл. VIII).

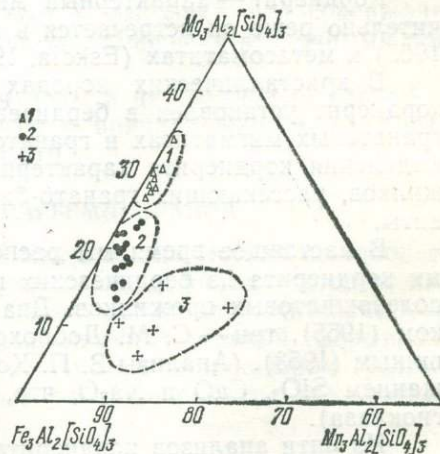


Рис. 18. Компонентный состав гранатов в системе альмандин — пироп-спессартин: гранат из гранитов побужского (1), бердичевского (2) и кировоградско-житомирского (3) комплексов.

Таблица 55

Средний состав гранатов, %

Порода, из которой выделен гранат	Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссуляр + андратит
Граниты побужского комплекса	28,42	66,89	1,00	3,69
Граниты бердичевского комплекса	19,50	75,44	2,25	2,81
Граниты кировоградско-житомирского комплекса	10,44	77,51	8,94	3,11
Гранаты из гранитов и керамических пегматитов (Соболев, 1970)	17,8 ± 8,2	71,5 ± 7,6	5,1 ± 4,9	5,3 ± 2,9

Таблица 56

Содержание скандия в гранатах из гранитов отдельных комплексов, %

Номер образца	Альмандин	Скандий	Номер образца	Альмандин	Скандий
Побужский комплекс			Бердичевский комплекс		
14/60	63,52	0,009	101/59	76,87	0,016
523а	68,03	0,006	103/59	76,32	0,014
545	67,00	0,008	109/59	79,81	0,017
5/60	69,04	0,010	110/59	79,34	0,020
12/60	68,08	0,010	105/59	75,26	0,008
16/60	68,65	0,010			
112/59	69,16	0,010	Среднее	77,52	0,015
9/60	70,25	0,008			
			Кировоградско-житомирский комплекс		
Среднее	67,97	0,009	916	77,80	0,013
			43/61	81,49	0,012
			1103	73,71	0,010
			Среднее	77,67	0,012

КОРДИЕРИТ

Кордиерит — характерный минерал метаморфических пород. Значительно реже он встречается в высокоглиноземистых гранитах (Изох, 1965) и метасоматитах (Eskola, 1952; Mathias, 1952).

В кристаллических породах западной части Украинского щита кордиерит установлен в бердичевских гранитах, пегматитах, биотито-гранатовых мигматитах и гранато-биотитовых гнейсах. Самые крупные выделения кордиерита характерны для кварцево-полевошпатовых прожилков, рассекающих гранато-биотитовые гнейсы и бердичевские граниты.

В настоящее время мы располагаем семью химическими анализами кордиерита из бердичевских гранитов и рассекающих их кварцево-полевошпатовых прожилков. Два анализа опубликованы В. П. Костюком (1955), три — С. М. Доброхотовым (1964), один — М. И. Ивантишиным (1953). (Анализы В. П. Костюка отличаются повышенным содержанием SiO_2 , CaO и Na_2O , что, видимо, обусловлено примесью плагиоклаза).

Из пяти анализов кордиерита (табл. 57) три относятся к измененным разностям. Сильно измененный кордиерит, для которого характерно увеличение количества воды и окисного железа, М. Н. Ивантишин (1953) назвал кордиефагитом. Повышенное содержание воды связано с вторичными продуктами, замещающими кордиерит (Folinsbee, 1941).

Приведенный в табл. 57 химический анализ 3 представлен кордиефагитом (по данным М. Н. Ивантишина, 1953). Близкий химический состав имеют измененные кордиериты 2 и 1^а. Кордиериты 2096 и 1 характеризуются хорошей сохранностью, но содержание воды в них не менее

Таблица 57
Химический состав кордиеритов (%), выделенных из бердичевских гранитов

Компонент	Номер образца				
	2096	1	3	1 ^а	2
SiO ₂	48,42	45,98	42,46	44,26	43,84
TiO ₂	0,11	Следы	0,11	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	29,83	32,76	28,64	31,59	30,54
Fe ₂ O ₃	1,21	0,91	2,60	1,11	2,29
FeO	6,82	9,34	4,32	5,89	4,45
MnO	0,06	0,12	0,02	0,02	0,01
MgO	7,12	6,84	5,00	6,30	6,24
CaO	1,26	0,21	0,86	0,84	0,84
Na ₂ O	0,50	0,31	1,10	0,19	0,45
K ₂ O	1,00	0,12	0,76	0,40	1,04
P ₂ O ₅	0,06	0,11	Не определялось		
H ₂ O	0,85	0,13	3,92	1,58	1,74
П.п.п.	2,86	3,57	9,80	7,85	7,70
Сумма	100,10	100,40	99,39	100,05	100,17
Уд. вес	2,587	Не определялось			

Обр. 2096 отобран Н.П. Щербаком, обр. 1 — С.М. Доброхотовым (1964), обр. 3 — М.Н. Ивантишиным (1953), обр. 1^а и 2 — С.М. Доброхотовым (1964).

3% (с учетом, что потери при прокаливании составляют воду). Вопрос о том, представлена вода в кордиерите группой ОН или она является молекулярной, остается открытым. Способность кордиерита содержать до 3% постороннего аргона (Schreyer, Yoder, Aldrich, 1960), а также данные инфракрасной спектроскопии (Schreyer, Yoder, 1964) свидетельствуют о молекулярной форме вхождения воды. Видимо, «цеолитный» характер последней подтверждает и тот факт, что содержание ее в кордиерите увеличивается по мере его замещения вторичными продуктами (см. табл. 57).

Отмеченные пределы содержания воды в неизмененных (до 3% — табл. 57) кордиеритах свидетельствуют о принадлежности их к глубинным образованиям (Маракушев, 1970).

СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ПАРЫ МИНЕРАЛОВ

Установление закономерностей изменения химических составов соответствующих пороодообразующих минералов, в составе которых имеются одинаковые изоморфные компоненты, имеет исключительно важное значение для выяснения термодинамических условий формирования кристаллических пород. Наиболее чутким индикатором условий среды минералообразования является такой параметр, как железистость ($\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} 100\%$).

Гранат и биотит встречаются довольно часто совместно в гранитах и гнейсах. Намечается прямая зависимость в изменении железистости граната и ассоциирующего с ним биотита (табл. 58). Нижний предел железистости характерен для этих минералов, выделенных из гранато-

Железистость граната и биотита

Номер образца	Порода	Стратиграфическая принадлежность, комплекс, серия	Железистость, % $\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \cdot 100\%$	
			Гранат	Биотит
2100	Гранато-биотитовый гнейс	Подольская серия	78,2	37,1
2099a	То же	» »	72,8	39,0
110/59	Бердичевский гранит	Бердичевский комплекс	85,7	52,8
2096	» »	» »	81,3	50,5
539	» »	» »	87,1	55,7
189г	» »	» »	80,3	40,9
6/60	Гранато-биотитовый гранит	Побужский комплекс	81,2	49,1
5/60	Пегматит	» »	74,1	42,6
15/60	Пегматоидный гранит	Бердичевский комплекс	77,1	43,1
16/60	» »	» »	71,8	40,6
43/61	Аплито-пегматоидный гранит	Кировоградско-житомирский комплекс	90,05	65,0

биотитовых гнейсов, в состав которых наряду с гранатом, биотитом, плагиоклазом и кварцем входят также кордиерит и силлиманит. Верхний предел железистости установлен для сосуществующих гранатов ($F = 90\%$) и биотитов ($F = 65\%$) из гранитов кировоградско-житомир-

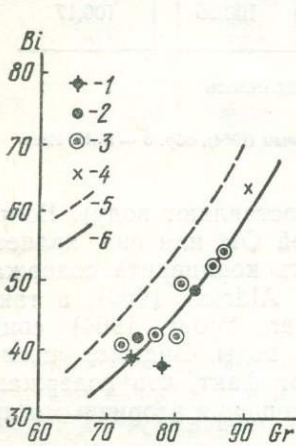


Рис. 19. Соотношение железистости $\left(\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}\right)$ в сосуществующих гранатах и биотитах:

биотит и гранат из гнейсов (1), гранитов побужского комплекса (2), гранитов бердичевского комплекса (3), гранитов кировоградско-житомирского комплекса (4); 5 — кривая Н. В. Соболева (1964); 6 — кривая по нашим данным.

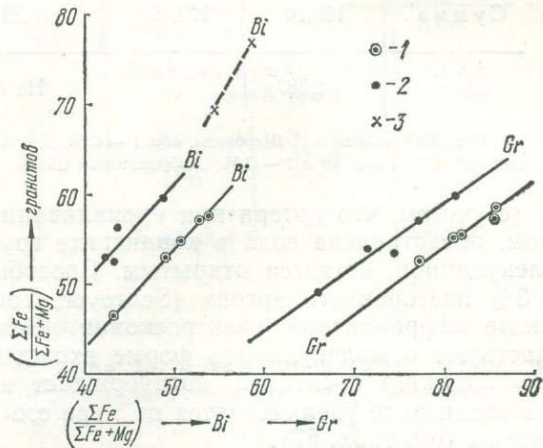


Рис. 20. Соотношение железистости в биотите, гранате и вмещающих гранитах:

биотит и гранат из гранитов: бердичевского (1), побужского (2) и кировоградско-житомирского (3) комплексов.

ского комплекса. Величины железистости гранатов и биотитов из гранитов бердичевского и побужского комплексов характеризуются средними значениями.

Во всех случаях железистость рассматриваемой пары минералов является сопряженной (рис. 19), так как точки распределяются вдоль усредненной кривой. Это, видимо, свидетельствует о том, что гранат и биотит в гранитах всех комплексов, в том числе и бердичевском, являются минералами равновесными. Отсутствие реликтовых биотитов в гранитах западной части Украинского щита имеет важное значение для интерпретации изотопных дат, полученных по этим минералам.

Прямолинейная корреляционная связь устанавливается также между железистостью граната, биотита и вмещающих гранитов (рис. 20). При одинаковой железистости вмещающих пород железистость граната и биотита из гранитов побужского комплекса всегда меньше железистости этих же минералов из гранитов бердичевского комплекса. Полученные данные свидетельствуют о том, что исходные расплавы, из которых образовались отдельные типы гранитов, отличались различными соотношениями железа и магния. Самым высоким железо-магнезиальным отношением характеризуются граниты кировоградско-житомирского комплекса. Изменения железистости сосуществующих гранатов (71—90%) и биотитов (40—65%) из гранитов отдельных комплексов обусловлены неодинаковыми геохимическими и термодинамическими условиями образования этих гранитов.

В гранитах бердичевского комплекса в ассоциации с гранатом и биотитом часто отмечен и кордиерит. К сожалению, в нашем распоряжении имеется лишь одна пара химических анализов кордиерита и граната, выделенных из бердичевских гранитов. Железистость этих минералов, соответственно, — 36,5 и 81,3%. Железистость сосуществующего с ними биотита составляет 50,5%. Следует отметить, что предельные значения железистости кордиеритов — 15—80% (Leake, 1960). Железистость изученного кордиерита имеет среднее значение. Точки железистости граната и кордиерита из бердичевских гранитов размещаются вблизи кривой, полученной Н. В. Соболевым (1964), что свидетельствует о сопряженности состава этих минералов. Сопряженность составов сосуществующих граната и биотита, в свою очередь, дает основания использовать эти минералы в качестве геотермометров.

В гнейсах, метабазах, гранодиоритах и мигматитах часто совместно встречаются биотит и амфибол. Нами с Р. И. Сироштаном и В. И. Орсой (1965) описаны 22 пары сосуществующих биотитов и роговых обманок из метаморфических и магматических пород Украинского щита, в том числе восемь пар этих минералов из кристаллических пород западной части Украинского щита.

* * *

1. В магматических породах (граниты, гранодиориты, монцониты) коэффициенты железистости роговых обманок и биотитов связаны между собой прямой линейной зависимостью с несколько более высокой железистостью роговых обманок. Прямолинейная корреляция также устанавливается между железистостью описываемых минералов и вмещающих пород. Эти данные позволяют считать, что железистость пары биотит — роговая обманка в магматических породах зависит от соотношения железа и магния в исходном расплаве.

2. В метаморфических породах различного состава соотношения железистости биотита и роговой обманки подчинены другим закономерностям. В магнезиальных метаморфических породах железистость роговой обманки больше таковой сосуществующего с ней биотита, в породах железистых ($F = 70—80\%$) наблюдается обратная картина: железистость биотита больше железистости роговой обманки. В метаморфических породах с $F = 60—65\%$ амфибол и биотит характеризуются одинаковой железистостью.

3. Распределение титана и марганца между сосуществующими биотитом и роговой обманкой контролируется термодинамическими условиями кристаллизации, а не содержанием этих элементов в исходной породе или расплаве. В частности, биотит из пород гранулитовой фации метаморфизма больше содержит титана, чем биотит более низкотемпературных фаций метаморфизма (см. гл. III).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Изучению акцессорной минерализации докембрийских кристаллических пород, особенно гранитоидов, в последнее время придается большое значение. Это вызвано прежде всего тем, что выявление закономерностей в распределении акцессорных минералов в значительной степени помогает решению сложных проблем происхождения докембрийских пород, претерпевших неоднократные и значительные изменения с момента образования. Акцессорные минералы обычно более устойчивы к наложенным геологическим процессам, чем породообразующие. Поэтому они в некоторых случаях являются единственными «свидетелями» тех далеких геологических событий, с которыми связано происхождение древнейших образований земной коры. Характерные свойства акцессорных минералов (Ляхович, 1968) используются в качестве индикаторов геологических процессов.

По акцессорным минералам можно надежно датировать этапы минералообразования; с ними связаны такие важные элементы, как цирконий, редкие земли, скандий, торий и др. Правда, в гранитах и мигматитах отмечены незначительные количества минералов, содержащих редкие элементы. Тем не менее при установлении закономерностей распределения акцессорной минерализации в кристаллических породах можно получить ценный материал для поисков участков вторичной концентрации данных минералов в осадочных образованиях. С этой точки зрения изучение акцессорной минерализации кристаллических пород западной части Украинского щита имеет важное практическое значение.

Термин «акцессорный минерал» не имеет строгой формулировки. Большинство исследователей называют акцессорными минералы, которые находятся в породе в таких незначительных количествах, что для выделения их требуются специальные методы обогащения и концентрации (Holmes, 1920; Reed, 1937; Преображенский, 1950; Кузнецов, 1956; Ляхович, 1967, и др.). Если с таких позиций подходить к определению акцессорных минералов, то гранат, например, в одном случае может быть акцессорным, в другом — породообразующим минералом, так как количественное содержание его в кристаллических породах западной части Украинского щита измеряется от единичных зерен до 10%. Подобные примеры приводит Е. К. Лазаренко (1966). Он отмечает, что такие минералы, как хромит, апатит, циркон, галенит, сфалерит и др., в одних случаях являются акцессорными, в других — породообразующими. В. С. Соболев (1949, 1970) к акцессорным относит те минералы, растворимость составных компонентов которых в главных породообразующих минералах мала. Поэтому они образуют самостоятельные минеральные формы. Учитывая это определение, О. И. Матковский (1965) к акцессорным относит минералы, которые содержат в своем составе химические элементы, не вошедшие в решетки главных породообразующих минералов.

Нет строгой определенности и в отношении классификации аксессуарных минералов. Одни исследователи (Groves, 1930; Некрасов, Ипатьева, 1961) придерживаются генетического принципа, другие — в основу классификации кладут химические элементы, входящие в состав аксессуарных минералов (Хамрабаев, 1958), третьи — классифицируют аксессуарные минералы по частоте их встречаемости в породах (Ляхович, 1968).

Нам думается, что наиболее целесообразна классификация, построенная по генетическому принципу, так как один и тот же аксессуарный минерал в породах различного генезиса может иметь свои характерные признаки. Примером в этом отношении может служить аксессуарный монацит, установленный почти во всех разновидностях гранитов западной части Украинского щита. Но монациты из гранитов различного генезиса резко отличаются между собой.

Количественные определения аксессуарных минералов в кристаллических породах определялись главным образом с помощью искусственных шлихов. Некоторые исследователи (Кузнецов, 1956) судят о количественных содержаниях аксессуарных минералов по данным подсчетов этих минералов в шлифах. Однако такой метод в большинстве случаев неприемлем для количественных определений таких минералов, как монацит и циркон, так как в шлифах обычных размеров, изготовленных из гранитоидов западной части Украинского щита, эти минералы наблюдаются в виде единичных зерен или вообще не отмечены. Такого рода подсчеты отвечают действительности лишь для пород, несколько обогащенных аксессуарными минералами. В частности, в пегматитах и пегматоидных гранитах с проявлением наложенной метасоматической редкоземельной минерализации по шлифам можно рассчитать количественное содержание аксессуарных минералов.

В качестве контроля для определения содержания аксессуарных минералов в отдельных случаях использовался и химический метод. Определив содержание редких земель и тория в породе и зная распределение этих элементов между пороодообразующими минералами, можно по данным химического анализа рассчитать содержание аксессуарного монацита.

Количественные определения аксессуарных минералов мы проводили главным образом с помощью искусственных шлихов. Для выделения аксессуарных минералов отбирались пробы кристаллических пород весом 2—100 кг. После дробления пробы концентрация тяжелых минералов достигалась путем двукратной промывки на механическом столике. Следует отметить, что этот метод количественного определения аксессуарных в породах также имеет недостатки. В частности, некоторое количество тяжелых минералов теряется при дроблении и промывке. Чтобы избежать потерь тяжелых минералов при промывке, часть пробы сразу после дробления отквартовывалась, и количественное содержание аксессуарных минералов определялось разделением в тяжелых жидкостях. Но такой обработке подвергались лишь контрольные пробы, чтобы определить степень извлечения тяжелых минералов.

От полученного на концентрационном столике серого шлиха отквартовывалась проба для разделения ее по фракциям. Апатит и циркон концентрируются, как правило, в тяжелой; монацит, сфен — во второй; гранат — в первой электромагнитной фракциях. Мономинералы выделялись дополнительным разделением фракции в тяжелых жидкостях и очисткой их под бинокуляром. Для выделения аксессуарных минералов отбору проб всегда предшествовали детальные радиометрические исследования.

Все кристаллические породы западной части Украинского щита по степени радиоактивности могут быть разделены на три группы: с повышенной, средней и низкой радиоактивностью. К первой группе

относятся аллохтонные граниты и пегматиты побужского комплекса, ко второй — бердичевские граниты, к третьей — гнейсы и граниты кировоградско-житомирского комплекса.

Полевыми и лабораторными исследованиями однозначно установлено, что радиоактивность кристаллических пород изученной площади в основном зависит от количественного содержания в них акцессорного монацита, в котором сосредоточена основная масса радиоактивных элементов. Такие акцессорные минералы, как циркон, сфен и апатит, на радиоактивные свойства кристаллических пород оказывают ничтожное влияние.

Эта особенность для гранитов кировоградско-житомирского комплекса впервые была подмечена Л. В. Комлевым и М. С. Филипповым (1956). Они отметили, что уран и торий в гранитах кировоградского типа связаны в основном с тяжелыми акцессорными минералами.

В кристаллических породах западной части Украинского щита тяжелые акцессорные минералы представлены монацитом, цирконом, апатитом, сфеном, ортитом. Приведенная последовательность акцессорных минералов отвечает степени их распространения.

МОНАЦИТ

Среди акцессорных минералов монацит имеет самое важное значение для целей геохронологии и как редкоземельный минерал.

В результате изучения искусственных шлихов и прозрачных шлифов установлено, что в бердичевских гранитах, биотито-гранатовых мигматитах, сингенетических пегматитах и пегматоидных гранитах бердичевского комплекса акцессорный монацит встречается повсеместно. Во всех искусственных шлихах, полученных из этих гранитов, обнаружено 30—150 $г/т$ акцессорного монацита.

Количественное содержание монацита в сингенетических пегматитах обычно в три-четыре раза больше, чем во вмещающих бердичевских гранитах и биотито-гранатовых мигматитах. При этом кристаллы монацита в пегматитах отличаются более крупными размерами и правильными кристаллографическими формами.

Граниты и пегматиты побужского комплекса (Щербак, 1971) характеризуются иными особенностями распределения акцессорного монацита. В биотитовых гранитах акцессорный монацит распределен неравномерно, но в целом встречается в таких же количествах, как и в бердичевских гранитах.

Гранато-биотитовые граниты крайне бедны акцессорным монацитом, содержание его в редких случаях превышает 10 $г/т$.

Жильные пегматиты и пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией отличаются повышенными концентрациями акцессорного монацита. Причем, в отличие от сингенетических пегматитов, монацит распределен главным образом в участках более мелкозернистых структур.

Граниты и пегматиты кировоградско-житомирского комплекса крайне бедны акцессорным монацитом. Повсеместно он встречается лишь в аплито-пегматоидных разновидностях. Равномернозернистые разновидности житомирского типа практически не содержат акцессорного монацита. Лишь в жильных телах житомирских гранитов, рассекающих биотито-гранатовые мигматиты и бердичевские граниты, встречается монацит. Это обстоятельство послужило основанием М. Н. Ивантишину (1960) для вывода о том, что краевые фации массивов житомирских гранитов ассимилировали акцессорный монацит из более древних бердичевских гранитов.

Порфириовидные граниты кировоградско-житомирского комплекса содержат весьма ничтожные количества акцессорного монацита.

Акцессорный монацит встречается также в биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах в количестве 3—10 г/т. В других разновидностях гнейсов, мета- и ультрабазитов монацит вообще не обнаружен.

В результате сравнительного изучения монацитов из отдельных разновидностей кристаллических пород западной части Украинского щита установлено три генерации этого минерала. Монацит ранней генерации генетически связан с гнейсами и автохтонными гранитами бердичевского комплекса; промежуточной — с аллохтонными гранитами и пегматитами побужского комплекса; поздней генерации — с гранитами и пегматитами кировоградско-житомирского комплекса.

Отмеченные разновидности монацитов резко отличаются между собой цветом, химическим составом, изотопным составом свинца, соотношением редких земель цериевой и иттриевой групп и другими признаками.

По внешнему облику, с учетом только морфологических особенностей, среди монацитов всех трех генераций различаются пять форм:

А — таблитчатая, укороченно-уплощенная, образованная комбинацией форм (100), (101), (110), (011), характерно хорошее развитие пинакоида (100);

А₁ — округло-уплощенная, ребра сглажены;

Б — изометричная, образованная комбинацией форм (100), (011), (101); (111), (100), (010); (111), (100), (101). Пинакоид (100) слабо развит;

Б₁ — округло-изометрическая, со сглаженными ребрами и гранями;

В — пластинчатая. Пластинчатые зерна разной толщины, образованные параллельными сторонами пинакоида (001).

Монациты отдельных разновидностей гранитов и пегматитов бердичевского комплекса характеризуются общими особенностями. Наиболее четко проявлено сходство их химического состава. Некоторые различия между монацитами из отдельных разновидностей гранитов и пегматитов этой группы устанавливаются лишь по внешнему облику и размерам кристаллов.

Монацит бердичевских гранитов обычно наблюдается в виде таблитчатых, укороченно-уплощенных кристаллов. Размер зерен в среднем 0,1—0,2 мм (лишь отдельные кристаллы в поперечнике достигают 0,8 мм). Цвет его желтый, светло-желтый с зеленоватым оттенком.

При переходе от средне- к крупнозернистым бердичевским гранитам постепенно увеличиваются размеры не только порообразующих минералов, но и кристаллов монацита. Правильные кристаллографические формы характерны для более крупных кристаллов.

Монациты отдельных разновидностей гранитов побужского комплекса также сходны по химическому составу. Между ними наблюдаются лишь некоторые отличительные черты. Монацит жильных пегматитов характеризуется правильными кристаллографическими формами, постоянством размеров кристаллов — 0,75—1,1 мм. Для монацита чарнокитов и гранато-биотитовых гранитов присущи бледные тона и тончайшие включения посторонних минералов. Иногда можно наблюдать, что ядро кристалла бледно-желтого цвета, а внешняя его оболочка окрашена в более яркие коричневые и красноватые тона.

Монацит поздней генерации, генетически связанный с гранитами кировоградско-житомирского комплекса, наблюдается, как правило, в виде мелких кристаллов неправильной формы. В равномернозернистых гранитах житомирского типа кристаллы монацита самые мелкие — 0,05—0,1 мм, в порфировидных и аплитопегматоидных гранитах — более крупные — 0,1—0,35 мм.

Цвет монацитов довольно разнообразный — желтый, желтовато-бурый, красный, темно- и зеленовато-серый. Светло-желтый до бесцветного монацит характерен для жильных тел житомирских гранитов,

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	P ₂ O ₅
Ранней							
Бердичевские							
536	2,0	0,12	1,25	0,61	0,64	1,12	28,22
101/59	1,92	0,07	0,57	0,64	0,11	0,75	28,00
110/59	0,96	Сл.	3,59	0,56	0,32	0,81	30,65
Сингенетические пегматиты							
15/60	1,58	0,02	0,20	0,96	0,07	1,63	27,92
14/60	1,68	0,03	0,37	0,61	0,64	0,32	27,81
9/60	1,62	He опр.	3,40	0,39	0,60	0,68	29,29
16/60	1,28	0,05	0,56	0,73	0,54	0,28	28,67
147	3,40	0,22	0,55	2,39	0,39	0,84	25,94
2189	2,60	He опр.	0,10	0,80	0,16	He опр.	31,70
2193	0,86	» »	0,25	0,45	0,20	» »	28,19
Плагно							
40/61	0,41	He опр.	0,35	0,67	0,27	1,68	26,64
Промежуточный							
Эпигенетические							
1/60	1,60	0,08	2,36	0,40	0,41	0,44	29,48
106/59	3,48	He опр.	3,14	0,64	0,41	1,66	26,62
2/60	2,20	0,02	0,57	0,32	0,17	0,78	27,42
2197	0,52	0,20	0,28	0,56	0,38	He опр.	28,49
2960	4,72	He опр.	4,94	0,64	0,67	1,39	24,22
Черно							
108/59	3,16	0,03	0,94	0,83	0,45	0,71	25,44
Пегматиты метасо							
12/60	3,02	0,03	0,50	0,96	0,19	0,67	26,17
112	1,42	0,08	0,84	0,48	0,21	1,08	28,57
11/60	2,52	0,04	0,17	0,38	0,18	0,78	26,11
5/60	2,60	0,06	0,67	0,96	0,27	0,67	27,48
10/60	2,76	0,04	1,06	0,32	0,20	0,51	25,10
2180/4	1,08	He опр.	0,81	0,40	0,20	He опр.	30,72
2'86	1,17	» »	0,22	0,35	0,22	» »	29,03
2203	0,90	» »	0,94	0,40	0,21	» »	29,65
2205	0,02	» »	0,55	0,42	0,32	» »	30,11
Аплито-пегма							
107/59	2,58	0,02	0,39	0,56	0,32	0,25	26,83
Гранато-биоти							
54/61	0,24	He опр.	5,32	0,32	0,76	1,03	27,13
Поздней							
Житомирские							
43/61	1,80	He опр.	1,35	2,42	0,42	1,79	29,50
102/59	0,92	0,03	0,35	0,56	0,22	0,39	28,26
Коростышевские							
46/61	1,13	0,27	0,17	1,92	0,11	0,67	26,23
Аплито-пегма							
111/59	4,12	0,23	0,68	4,00	0,62	3,22	29,62

рассекающих биотито-гранатовые мигматиты. Красный монацит обычно наблюдается в розовых аплито-пегматоидных гранитах. Темно- и зеленовато-серый монацит наблюдается в порфириовидных гранитах.

По светопреломлению монациты отдельных генераций существенно не отличаются. Намечается лишь незначительное уменьшение светопреломления от монацита из пегматитов, генетически связанных с гранитами побужского комплекса, к монациту житомирских гранитов. Такая же зависимость наблюдается по удельному весу. Самый низкий удельный вес характерен для монацитов житомирских гранитов, максимальный — для монацитов гранитов побужского комплекса. Показа-

H ₂ O	П. п. п.	ThO ₂	Ce ₂ O ₃	ΣLa ₂ O ₃	ΣY ₂ O ₃	U ₃ O ₈	PbO	Сумма
генерации								
граниты								
0,01	0,45	5,10	26,76	23,12	9,40	0,80	He опр.	99,60
0,06	0,54	4,96	25,95	34,76	He опр.	0,71	0,73	99,77
0,12	He опр.	7,40	He опр.	55,90	» »	0,65	0,82	100,31
и пегматондные граниты								
0,16	0,42	5,86	31,00	21,71	7,26	0,48	0,77	100,04
0,10	0,20	7,08	28,18	28,32	3,16	0,64	0,94	100,08
0,14	He опр.	10,30	He опр.	52,60	He опр.	0,21	0,98	100,21
0,14	0,46	6,72	29,35	27,45	2,42	0,41	0,89	99,95
0,07	0,90	6,93	33,29	22,27	0,73	0,51	0,67	99,10
0,04	0,08	5,80	He опр.	57,25	He опр.	0,656	0,10	99,28
He определялось		3,55	» »	67,15	» »	0,1848	0,10	100,935
граниты								
He определялось		4,78	33,97	25,42	1,94	0,87	0,95	97,95
генерации								
пегматиты								
0,08	He опр.	11,60	He опр.	52,90	He опр.	0,13	0,89	100,37
0,10	» »	11,30	» »	49,30	» »	0,10	1,00	97,75
0,08	0,42	9,12	28,18	29,48	» »	0,13	0,91	99,80
0,02	0,28	11,60	He опр.	58,86	» »	0,067	He опр.	101,26
0,22	He опр.	9,00	» »	53,70	» »	He опр.	» »	99,50
киты								
0,10	0,48	12,90	26,39	24,95	2,64	0,08	1,18	100,28
матически измененные								
0,04	0,34	13,16	27,09	27,03	0,59	0,29	1,35	101,43
0,06	0,48	8,74	24,76	31,90	0,82	0,20	He опр.	99,64
0,20	0,30	11,30	30,51	26,27	0,67	0,23	1,06	100,72
0,16	0,48	9,80	26,81	29,09	He опр.	0,20	0,94	100,19
0,18	0,22	12,10	26,07	28,97	0,72	0,24	1,19	99,68
He опр.	He опр.	8,66	He опр.	57,50	He опр.	0,32	0,21	99,90
» »	» »	7,75	» »	61,65	» »	0,318	0,14	100,85
» »	0,16	8,10	» »	60,10	» »	0,1428		100,60
0,03	0,32	8,05	» »	50,55	» »	0,1664		100,53
тоидные граниты								
0,06	0,20	11,28	26,85	30,07	He опр.	0,08	1,13	100,62
товые граниты								
0,22	He опр.	9,90	He опр.	51,80	He опр.	0,22	0,71	97,65
генерации								
граниты								
He опр.	1,02	5,95	31,43	21,50	1,04	0,43	0,57	99,22
0,08	0,28	2,82	30,67	34,63	He опр.	0,38	0,38	99,97
граниты								
0,27	1,47	6,74	35,68	22,67	0,94	0,64	0,76	99,67
тоидные граниты								
He опр.	0,39	6,83	18,32	29,00	1,84	0,45	0,87	100,19

тели преломления, удельный вес и интенсивность окраски монацитов обусловлены содержанием хеттонитовой молекулы (Th₂Si₂O₈).

В гипергенных условиях монацит подвергается изменению. Зерна его снаружи покрываются тонкой коркой вторичных продуктов. Толщина корки тем больше, чем интенсивней разрушены вмещающие граниты и пегматиты. Выделенные генерации монацитов четко отличаются между собой и не только по химическому составу, но и по отношению индивидуальных редких земель, изотопному составу свинца.

Монациты гранитов бердичевского комплекса характеризуются относительно низким содержанием тория (3,55—7,4%) (табл. 59). При-

Торий-урановые отношения и изотопный состав свинца в монацитах

Номер образца	Th U	Изотопный состав свинца, %				Порода, из которой выделен монацит
		Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	
Равней генерации						
169/57	7,5	0,044	28,8	4,35	66,82	Бердичевский гранит
170/57	9,7	0,105	25,6	5,07	69,1	» »
110/59	9,7	0,005	24,13	3,22	72,63	» »
171/57	8,9	0,096	29,23	4,95	65,7	» »
172/57	5,6	0,15	35,44	6,64	57,63	» »
16/60	17,2	0,111	16,69	2,41	81,69	» »
101/59	9,8	0,027	27,03	3,81	69,22	Биотито-гранатовый мигматит
51/61	18,0	0,005	15,67	1,83	82,52	» »
105/59	6,9	0,04	33,29	4,08	62,57	» »
15/60	12,7	0,023	20,3	2,69	76,99	Сингенетический пегматит
14/60	11,3	0,078	23,69	3,48	72,75	» »
40/61	8,9	0,005	30,50	3,47	66,13	» »
Промежуточной генерации						
941	74	0,013	4,82	0,7	94,15	Аплито-пегматоидный гранит
2656	65	0,02	5,13	0,79	94,00	» »
2657	59	0,02	6,44	1,03	92,38	» »
107/59	147	0,075	1,96	0,55	97,43	Розовый пегматит
106/59	102	0,005	2,95	0,34	96,55	» »
50/61	53	0,005	8,53	1,02	90,46	» »
7/60	50	0,008	6,29	0,78	92,93	» »
1/60	81	0,005	3,80	0,47	95,58	» »
2/60	74	0,014	3,91	0,62	95,40	» »
48/61	30	0,005	9,97	1,20	88,55	» »
108/59	165	1,013	1,89	0,35	97,74	» »
112/60	71	0,003	3,4	0,41	96,18	Пегматиты метасоматически измененные
5/60	46	0,005	6,44	0,79	92,77	То же
10/60	52	0,014	5,74	0,97	93,21	» »
11/60	53	0,014	6,40	1,00	92,58	» »
12/60	47	0,046	7,71	1,48	90,73	» »
6/60	44	0,005	6,81	0,86	93,33	» »
Поздней генерации						
43/61	14,3	0,038	19,06	2,53	78,37	Аплито-пегматоидный гранит
42/61	14,2	0,020	17,73	2,20	80,02	» »
46/61	12,1	0,036	22,83	2,83	74,32	Порфиридный гранит
107/62	18,1	0,029	15,96	2,24	82,00	Аплито-пегматоидный гранит
106/62	31,4	0,360	17,60	5,30	76,71	Пегматит
109/62	27,6	0,370	19,20	7,89	72,54	Житомирский гранит
110/62	27,5	0,050	24,95	3,56	71,44	» »
102/62	11,0	0,050	22,34	2,97	74,63	Аплито-пегматоидный гранит
4	34	0,041	9,44	1,61	88,91	Порфиридный гранит
7	10	0,052	26,65	3,70	69,60	» »
9	28	0,017	11,03	1,46	87,49	» »
10	14,2	0,029	21,32	3,00	75,65	Житомирский гранит

чем среднее содержание ThO₂ для монацита бердичевских гранитов составляет 5,8, сингенетических пегматоидных гранитов — 6,6%. В таких же количествах обнаружен торий и в монаците гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

В монацитах гранитов побужского комплекса содержание ThO₂ — 12,9%.

В отношении количественного содержания урана наблюдается обратная картина. В монацитах бердичевских гранитов содержание U₃O₈ — 0,72%, для монацитов из пегматитов, чарнокитов и метасома-

Синхронность образования аксессуарного монацита и биотита четко устанавливается как микроскопически, так и в шлифах. Аксессуарный монацит совместно с биотитом, альбитом и кварцем наблюдается в прожилках, рассекающих вмещающие граниты и пегматиты. Кристаллы его иногда несоизмеримы с зернами кварца, альбита и биотита. Часто размеры зерен монацита больше новообразованных порообразующих минералов.

Подсчеты, выполненные по 75 шлифам из четырех тел пегматитов и пегматондных гранитов, показали, что монацит ассоциирует с биотитом, кварцем и альбитом (табл. 61). Все эти минералы являются вто-

Таблица 61

Распределение аксессуарного монацита в порообразующих минералах пегматитов и пегматондных гранитов

Номер образца	Содержание, %										Количество шлифов
	калиевого полевого шпата в породе	монацита в к. п. ш.	биотита в породе	монацита в биотите	кварца в породе	монацита в кварце	плагноклаза в породе	монацита в плагноклазе	прочих в породе	монацита в прочих	
620	53,12	40,86	8,31	43,5	33,2	13,5	3,11	0,8	1,43	1,12	29
673	19,98	Нет	5,08	9,7	6,73	48,5	67,3	41,7	Нет	Нет	6
661	34,92	11,0	10,33	38,3	3,67	3,00	52,63	47,79	»	»	20
656	73,35	51,3	3,85	23,2	21,7	20,3	1,8	5,1	»	»	20

ричными образованиями пегматитов и генетически связаны с метасоматическими процессами. Среди отмеченных новообразованных минералов значительное количество монацита приурочено к биотиту. Даже при содержании в пегматите 4% биотита с ним ассоциирует 23% монацита, находящегося в данной породе.

Аксессуарный монацит, ассоциирующий с биотитом, наблюдается в виде кристаллов неправильной формы, тогда как кристаллам монацита, приуроченным к калиевому полевоому шпату, присущи хорошие кристаллографические формы.

Хорошо ограниченные и неправильной формы зерна монацита принадлежат единой генерации. Различный габитус их обусловлен, видимо, неодинаковой концентрацией растворов, циркулирующих по трещинам и проникающих в межзерновое пространство. Искажение формы растущих кристаллов монацита обусловлено односторонним направлением питающих растворов (Лазаренко, 1966). На изменение составов растворов могли оказать влияние вмещающие породы. Замещение калиевого полевого шпата альбитом и биотитом, а следовательно, вынос калия — довольно часто наблюдаемое явление в гранитах и особенно пегматитах. Калий и натрий по-разному влияют на миграционную способность редкоземельных элементов и концентрацию их в растворах (Синькова, Туранская, 1968).

Выполненные исследования позволяют высказать соображения о том, что генезис монацитов всех трех генераций различный.

Кристаллизация монацита ранней генерации синхронна образованию бердичевских гранитов. Первоисточником редких земель для монацита были исходные осадки, фосфор заимствован из вмещающих пород, а уран и торий принесены в ходе процессов гранитизации.

О высокоглиноземистом составе первичных осадочных образований, являющихся исходными для образования бердичевских гранитов, свидетельствует наличие альмандина, силлиманита и кордиерита. Геохи-

мическая среда при накоплении глиноземистых осадков содействует концентрации редкоземельных элементов (Сердюченко, 1964). Во время процессов гранитизации редкие земли перераспределялись между минералами.

Избыточные редкие земли, не вошедшие в состав акцессорного монацита, обнаружены в других породообразующих и акцессорных минералах. В частности, редкие земли устанавливаются в гранате, апатите, цирконе, полевых шпатах.

Уран и торий, как показали данные расчета баланса этих элементов в валовых пробах и акцессорных минералах, почти полностью связаны с акцессорным монацитом.

Генезис монацита ранней генерации тесно связан с историей формирования пород гнейсово-мигматитовой толщи и автохтонных гранитов и мигматитов. Образование монацита произошло в связи с «мобилизацией» элементов, находящихся в рассеянном состоянии во вмещающих породах, кристаллизация его обусловлена, в свою очередь, явлениями мигматизации и гранитообразования.

Монацит промежуточной генерации проявляет отчетливую генетическую связь с метасоматическими процессами и поздним этапом пегматитообразования. Концентрируется монацит в узких ослабленных зонах, где проявились альбитизация и биотитизация кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи. Этим процессам предшествовали слабое дробление и катаклаз пород. Крупные кристаллы полевых шпатов и кварца превращаются в мелкозернистый агрегат. Подобные явления некоторые исследователи (Гордиенко, 1962) называют рекристаллизацией.

Мелкие зерна породообразующих минералов, главным образом полевых шпатов, более легко замещаются, чем крупные кристаллы пегматитов пегматоидных гранитов. Поэтому новообразования монацита концентрируются главным образом в участках мелкозернистых скоплений полевого шпата, кварца и биотита.

Иногда зоны биотитизации с повышенным содержанием акцессорного монацита и циркона проявляются вне тел пегматитов и являются секущими по отношению к породам различного состава и генезиса — гнейсам, мигматитам, гранитам и пегматитам. Биотит, находящийся в парагенезисе с акцессорным монацитом, характеризуется повышенным содержанием фтора. Это позволяет считать, что в состав растворов, из которых кристаллизовался монацит, входил фтор. Здесь уместно отметить, что, по мнению некоторых исследователей (Бандуркин, 1961), редкоземельные элементы находятся в растворах в виде комплексных соединений, в которых значительное место занимает фтор.

Генетическая связь монацита промежуточной генерации с вмещающими породами гнейсово-мигматитовой толщи не обнаружена. Напротив, имеются убедительные данные о тесной генетической связи монацита этой генерации с аллохтонными гранитами.

Монацит поздней генерации приурочен к завершающей фации гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Встречается он в порфировидных и аплитово-пегматоидных разновидностях гранитов и образовался одновременно с породообразующими минералами — полевыми шпатами и слюдами.

Отсутствует какая-либо зависимость между содержанием редких земель в валовых пробах гранитов и количеством акцессорного минерала в них. В типично житомирских гранитах, характеризующихся повышенным содержанием редких земель, акцессорный монацит часто вообще не встречается. Редкие земли в этих породах связаны главным образом с биотитом и акцессорным апатитом. При этом биотит, в отличие от слюд гранитов побужского комплекса, почти не содержит фтора. Видимо, расплав, из которого образовались житомирские граниты,

отличался бедностью летучих компонентов, что не благоприятствовало кристаллизации собственно редкоземельных минералов, в том числе и аксессуарного монацита.

Таким образом, монацит ранней генерации является метаморфическим, промежуточной генерации — главным образом метасоматическим и, наконец, поздней генерации — магматическим.

ЦИРКОН

Циркон, в отличие от монацита, в качестве аксессуарного минерала встречается почти во всех разновидностях кристаллических пород западной части Украинского щита. Однако количественные содержания его в породах весьма различны. Максимальные содержания циркона установлены в аллохтонных гранитах и пегматитах, минимальные — в бердичевских, житомирских гранитах, гнейсах и метабазитах.

В аллохтонных гранитах и пегматитах намечается определенная зависимость в содержании аксессуарного циркона и монацита. Содержание этих минералов обычно возрастает пропорционально, причем монацита всегда в два-три раза больше, чем циркона.

В автохтонных гранитах такой зависимости количественных содержаний аксессуарных монацита и циркона не наблюдается. Содержание циркона в них значительно ниже, чем монацита, — 10—15 г/т.

Еще меньше циркона в гранитах кировоградско-житомирского комплекса. В большинстве проб, отобранных из гранитов, циркон обнаружен в виде единичных зерен, и лишь в отдельных протолочках содержание его составляет 10—20 г/т. Низкое содержание циркона в житомирских гранитах отмечают И. Д. Царовский (1956), Г. М. Гнатив, О. И. Матковский (1968). В пегматитах, генетически связанных с житомирскими гранитами, циркон встречен также в ничтожных количествах. Очень мало его в пироксеновых гнейсах и метаморфизованных габброидах.

В определенной разновидности кристаллических пород, как правило, преобладает один морфологический тип циркона, но встречаются цирконы и другого габитуса. Особенно это касается гнейсов. То же самое можно сказать и об окраске цирконов. Поэтому такие его свойства, как габитус и цвет, для целей корреляции отдельных генетических групп кристаллических пород западной части Украинского щита могут быть использованы только в сочетании с другими, более надежными критериями (Лазаренко, 1956).

Охарактеризуем кратко цирконы главнейших типов кристаллических пород.

Для всех разновидностей гнейсов характерны кристаллы цирконов очень мелких размеров — 0,05—0,1 мм, короткопризматического габитуса с удлинением около 1,5, редко 3. Они образованы чаще всего сочетанием призмы (110) и дипирамиды (111). В гранато-биотитовых и биотитовых гнейсах наблюдаются окатанные зерна циркона (рис. 22). Более крупные индивиды часто представляют собой сростки вершинами пирамидальных граней. Цвет цирконов из гнейсов розовый и коричневый с различными оттенками.

В амфиболитах и габбро-амфиболитах циркон образует более крупные кристаллы, чем в гнейсах. Цвет циркона серовато-розовый, розовато-красный и темно-коричневый. Красноватый оттенок обусловлен тонкими налетами гидроокислов железа, которые при кипячении в соляной кислоте полностью исчезают. Часто встречаются кристаллы циркона, образованные одинаково развитыми призмами первого (110) и второго (100) рода. Цирконы такого габитуса встречаются в амфиболитах, габбро-амфиболитах и кристаллических сланцах нижней се-

рии. В метабазитах подольской серии обнаружено несколько разновидностей цирконов.

Представляет интерес сравнительное изучение цирконов из кристаллических пород, тесно связанных между собой взаимопереходами: кристаллический сланец — мигматит — чарнокит. Такая ассоциация кристаллических пород довольно часто наблюдается в бассейне р. Юж. Буга. В каждой из этих разновидностей пород отмечены два типа цирконов: розовый изометричный и коричневый длиннопризматический.

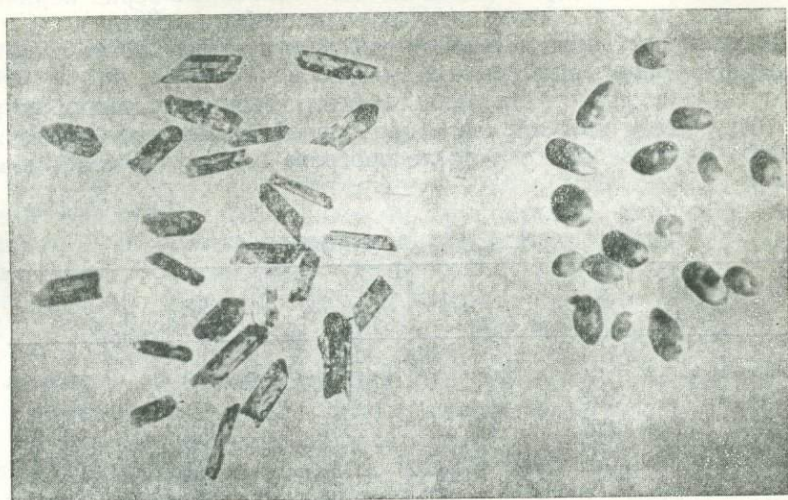


Рис. 22. Призматические кристаллы цирконов из монзонитов и окатанные из гранато-биотитовых гнейсов. Ув. 10.

В кристаллических сланцах преобладает розовая разновидность, в мигматитах встречаются примерно в равных количествах обе разновидности, а в чарнокитах превалирует коричневый циркон длиннопризматического габитуса.

В кристаллических сланцах розовый циркон характеризуется агрегатным строением и изобилует очень тонкими включениями рудного минерала; кристаллы его, правильно ограниченные, практически не встречаются.

В чарнокитах преобладают хорошо ограниченные кристаллы коричневой окраски. Удлинение вытянутых, трещиноватых кристаллов иногда составляет 5. Под микроскопом можно видеть, как в центральной части коричневых кристаллов сохранились реликтовые зерна. Центральная часть регенерированного зерна непрозрачная, трещиноватая, более темных тонов окраски, чем наружная каемка монокристалла с хорошо выраженным зональным строением.

Если в кристаллических сланцах и мигматитах новообразования позднего циркона выражены в виде узких каемок (фото 34), то в чарнокитах реликтовые зерна сохранились лишь в ядрах кристаллов длиннопризматического габитуса (фото 35).

Наблюдая такие соотношения двух разновидностей циркона, мы поставили задачу определить время образования каждой из них. Задача оказалась сложной из-за того, что не удалось выделить чистый розовый циркон. Пришлось определить возраст смеси двух разновидностей циркона из кристаллических сланцев и мигматитов, который составил около 2500 млн. лет. Возраст циркона из чарнокитов совпал с возрастом одноименного минерала из пегматитов и равен около 1900 млн. лет. Таким образом, разница возраста описываемых разно-

видностей цирконов — не менее 600 млн. лет. Совершенно очевидно, что истинный возраст розового циркона намного больше 2500 млн. лет.

Мы остановились специально на цирконах из генетически родственной ассоциации пород, чтобы показать, что изучение морфологических особенностей в сочетании с изотопными данными может дать важную информацию для расчленения докембрийских образований.

В бердичевских гранитах, биотито-гранатовых мигматитах и плагиогранитах преобладают коричневые цирконы преимущественно изометричной формы, размером около 0,1 мм. Некоторые зерна коричневой окраски включают ядра более светлых разновидностей цирконов.

Отличительная черта цирконов сингенетических пегматитов — их относительно крупные размеры — 0,1—0,4 мм.

Следует отметить, что изредка в бердичевских гранитах встречается сильно измененный циркон. Характерной особенностью его является желтая окраска, которая после прогрева быстро исчезает и мине-

Таблица 62
Содержание тория и урана в аксессуарных цирконах, %

Номер образца	Th	U	Номер образца	Th	U
Серые и розовые цирконы			Темно-коричневые цирконы		
2099 ^a	0,018	Не опр.	112/59	0,03	0,060
5	0,027	» »	106/59	0,17	0,050
4	0,037	0,011	9/60	0,034	0,053
2/66	0,024	0,012	25/62	0,037	0,336
			28/62	0,043	0,117
			1/62	0,073	0,140

рал становится бесцветным. Но затем, после нахождения в атмосферных условиях, окраска минерала восстанавливается. Это свойство обусловлено потерей и восстановлением воды.

В аплито-пегматоидных гранитах и пегматитах побужского комплекса встречены относительно крупные кристаллы цирконов длиной 0,3—0,75 мм. Окраска их коричневая, розовая и светло-серая. Габитус кристаллов обусловлен проявлением призмы (110) и дипирамиды (111).

Химический со

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	P ₂ O ₅
Бердичевские							
110/59	31,05	0,02	1,94	1,92	0,28	0,11	0,26
101/59	32,60	0,04	1,22	1,28	0,72	0,76	0,22
3/60	27,70	0,04	2,42	1,02	0,60	0,22	0,81
Сингенетические пегма							
9/60	31,50	0,03	0,13	4,0	0,14	0,20	0,14
16/60	31,25	0,06	0,92	0,86	0,42	0,64	0,12
Пегматиты метасо							
10/60	32,20	0,05	0,47	0,48	0,18	0,22	0,09
11/60	31,80	0,08	0,56	1,28	0,16	0,21	1,10
5/60	30,95	0,10	1,44	1,12	0,20	0,25	0,11
112 ^a	32,51	0,04		0,24	0,15	0,14	0,15

Иногда слабо проявлена дипирамида (311). Встречаются кристаллы с удлинением 1,5—2,0, но преобладают изометричные формы зерна.

Циркон из метасоматически измененных пегматитов отличается большим разнообразием цветов — розовых, коричневых, серых, желтых, красных, но преобладают коричневые.

В житомирских гранитах цирконы неоднородны по габитусу и цвету. Розовые разновидности изменяются по форме от изометричных до призматических с удлинением 2—5. Характерно то, что удлиненные кристаллы образованы комбинацией форм тетрагональной призмы второго рода (100) и дипирамиды (311). Призма первого рода угнетена. Кристаллы подобного морфологического облика относятся к «гиацинтового» типу (Шафрановский, 1933). Они встречаются только в житомирских гранитах и кварцевых монзонитах.

Среди розовых цирконов отмечены сильно измененные разновидности, что выражено в их обесцвечивании. Под микроскопом у такого циркона низкие цвета интерференции. Коричневый циркон представлен преимущественно изометричными кристаллами, удлинение их не превышает 2. В этих цирконах также хорошо проявлена призма второго рода (100). Встречаются в житомирских гранитах и серые непрозрачные цирконы, образованные призмой (110) и дипирамидой (311) и (111). Таким образом, по габитусу четко выделяются только цирконы житомирских гранитов. В них преобладают цирконы «гиацинтового» типа. Окраска цирконов, видимо, обусловлена содержанием урана и тория (Morgan, Auer, 1941). Это подтверждается данными табл. 62.

В темно-коричневом цирконе содержание урана на порядок выше, чем у циркона, окрашенного в светлые тона (см. табл. 62). Вероятно, на окраску циркона оказывает влияние не длительность (Tomita, 1954) излучения радиоактивных элементов, находящихся в его кристаллической решетке, а интенсивность излучения, что подтверждается возрастом цирконов: бледноокрашенных — около 2500 млн. лет, темноокрашенных — около 1900 млн. лет.

Химические анализы цирконов из бердичевских гранитов, сингенетических пегматитов и метасоматически измененных пегматитов приведены в табл. 63.

В цирконах всегда встречаются редкие земли и фосфор, изоморфно замещающие цирконий и кремний (Ляхович, 1968). Намечается прямая зависимость в содержании редких земель и фосфора. М. Н. Ивантишин (1960) отмечает существенно иттриевый состав редких земель

Таблица 63

Состав цирконов, %

H ₂ O	П. п. п.	ZrO ₂	ΣTR ₂ O ₃	HfO ₂	U ₂ O ₈	ThO ₂	PbO	Сумма
граниты								
0,28	1,28	62,70	0,44		Не определялось			100,28
0,32	0,94	61,26	0,40	»	0,063	0,041	0,021	99,88
1,90	7,14	55,20	1,44	1,9	—	—	—	100,39
тоидные граниты								
0,10	0,68	60,56	0,24	2,0	0,063	0,026	0,037	99,84
0,30	1,26	64,11	0,18	Не опр.	0,06	0,055	0,04	100,27
метасоматически измененные								
0,06	0,52	64,22	0,16	2,1	Не определялось			100,75
0,14	0,54	63,26	0,20	2,1				100,43
0,24	0,80	63,86	0,24	Не опр.				99,31
0,10	1,28	67,0	0,40	» »				100,73

в цирконах из бердичевских гранитов. Это исключает предположение о том, что наличие редких земель в цирконах обусловлено тонкими вростками акцессорного монацита. Наличие тонких вростков апатита в цирконе не исключено (обр. 11/60). Содержание двуокиси гафния в цирконах из отдельных разновидностей кристаллических пород постоянно — 1,9—2,1 %.

Во всех цирконах установлен скандий (табл. 64), но самые высокие содержания его (0,01—0,10%) отмечены в цирконах из бердичев-

Таблица 64

Содержание скандия в цирконах, %

Номер образца	Содержание Sc	Номер образца	Содержание Sc	Номер образца	Содержание Sc	Номер образца	Содержание Sc
Автохтонные граниты, пегматиты и гнейсы							
101/59	0,010	110/59	0,010	3/60	0,10	31	0,019
31 ^a	0,012	372	0,020	375	0,013	377	0,0134
418	0,014	169/57	0,035	170/57	0,013		
Аллохтонные граниты и пегматиты (побужский комплекс)							
5/60	0,005	6/60	0,006	7/60	0,004	9/60	0,003
1/60	0,003	10/60	0,004	11/60	0,004	2/60	0,01
Житомирские граниты и пегматиты							
91 ^a	0,0135	110 ³	0,0093	318	0,0126	329	0,008
7/57	0,025	2766	0,013	2767	0,014		

ских гранитов. Несколько в меньших количествах обнаружен скандий в цирконах житомирских гранитов, а самые незначительные содержания его в цирконах из гранитов и пегматитов побужского комплекса.

В значительных количествах скандий встречается также в гранитах бердичевских гранитов, что впервые установлено Е. С. Бурксером и М. Н. Ивантишиным (1956).

Приведенные данные об акцессорном цирконе позволяют сделать следующие выводы:

1. В кристаллических сланцах западной части Украинского щита обнаружены преимущественно розовые цирконы, характеризующиеся повышенным содержанием обыкновенного свинца. Это самый древний циркон, возраст его больше 2500 млн. лет. В гранато-биотитовых и биотитовых гнейсах установлены цирконы окатанной формы.

2. В ассоциации пород кристаллический сланец — мигматит — чарнокит установлены взаимоотношения между двумя разновозрастными генерациями цирконов. Более древняя из них, характерная для кристаллических сланцев, встречена в виде реликтовых образований среди поздней, генетически связанной с гранитами побужского комплекса.

3. Цирконам гранитов побужского комплекса присущи изометричные формы, хорошая сохранность, преобладание коричневых тонов. Количество ZrO_2 в них значительно выше, а содержание скандия и редких земель немного меньше, чем в цирконах из гранитов бердичевского комплекса.

4. Цирконы из гранитов и пегматитов кировоградско-житомирского комплекса отличаются характерным габитусом. В них преобладают кристаллы «гиацинтового» типа.

Таким образом, характерные свойства цирконов из главнейших генетических групп гранитов могут быть использованы при возрастной корреляции кристаллических пород.

Из кальцийсодержащих аксессуарных минералов наиболее распространен апатит. Он встречается во всех разновидностях метаморфических и магматических пород. Количественное содержание его изменяется в широких пределах. Максимальное содержание апатита, установленное в гранато-биотитовых гнейсах, составляет 4 кг/т. Для всех разновидностей гранитов и пегматитов западной части Украинского щита содержание апатита изменяется в пределах 3—50 г/т. Для гранитов и пегматитов бердичевского комплекса между количественным содержанием апатита и аксессуарного монацита намечается определенная зависимость: чем больше в породе аксессуарного монацита, тем меньше в ней апатита.

Правильной формы кристаллы апатита встречаются преимущественно в гранитах и пегматитах кировоградско-житомирского комплекса. Для гнейсов, мигматитов и гранитов бердичевского комплекса характерны кристаллы без четких ограничений или короткопризматического габитуса. В габбро-диабазе, как правило, наблюдаются длиннопризматические кристаллы апатита (фото 36).

Апатит в большинстве случаев бесцветен, значительно реже встречаются темно-серые, дымчатые и голубоватые разновидности. Еще реже наблюдаются зеленоватые, желтоватые и красно-бурые тона. Причем темно-серый и голубоватый апатит обнаружен преимущественно среди житомирских гранитов. Голубой апатит больше характерен для пегматитов, генетически связанных с житомирскими гранитами. Иногда окраска правильно ограненных кристаллов апатита из житомирских гранитов неравномерная. Края их, как правило, бесцветны, а в центре они темно-серые — до черных. Вдоль вертикальной оси кристаллов наблюдаются тонкодисперсные темно-серые включения, которые обусловили окраску минерала. Иногда включения размещаются беспорядочно, в различных зонах кристалла, придавая ему неоднородное строение. Апатиты с подобными включениями характерны для гранитов житомирского и осницкого типов, что отмечали и другие исследователи (Лапчик, 1953; Хатунцева, 1953; Лазаренко и др., 1966).

Помимо примесей, на окраску апатита оказывает влияние также наличие в составе минерала посторонних микроэлементов. В частности, голубые разновидности апатитов из пегматитов и гранитов кировоградско-житомирского комплекса отличаются повышенным содержанием марганца (табл. 65). На интенсивность окраски апатитов существенное влияние оказывает степень окисления марганца (Васильева, 1958). Бурые, зеленые и оранжевые тона окраски, по данным Хогарта (Hogarth, 1957), обусловлены ассоциацией апатита с радиоактивными минералами.

Светопреломление апатитов (табл. 66) из отдельных разновидностей кристаллических пород изменяется несущественно, но все же намечается общая тенденция увеличения показателей преломления этого минерала от ранних фаций гранитов к поздним.

Самые низкие показатели преломления характерны для апатитов из пород гнейсово-мигматитовой толщи и автохтонных гранитов бердичевского комплекса, самые высокие — для апатитов из аплито-пегматоидных гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Увеличение светопреломления связано с вхождением в состав апатита марганца (Дир, 1966), содержание которого в апатитах из житомирских гранитов достигает 0,44%, тогда как в апатитах из пород гнейсово-мигматитовой толщи и бердичевского комплекса не превышает 0,1%. Различия же в содержании ионов OH , F , Cl в апатитах из отдельных генетических типов кристаллических пород не существенны и на светопреломлении не сказываются.

Номер образца	Порода, из которой выделен апатит	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
49/61	Биотитовый гнейс	0,42	He опр.	0,13	1,11	0,05
45/61	Кристаллический сланец	0,48	» »	0,22	0,91	0,05
203/63	Бердичевский гранит	0,72	» »	0,28	1,19	0,04
70 ^b	Плагиогранит	0,40	» »	He опр.	1,19	0,10
2099	Гранато-биотитовый гранит	0,70	» »	» »	0,20	He опр.
202/63	Коростышевский гранит	0,18	» »	0,14	0,59	0,10
351	Житомирский гранит	0,96	» »	He опр.	1,60	0,44
4/57	» »	2,75	0,03	1,04	0,79	0,14
45 ^a /61	» »	0,22	He опр.	0,14	0,59	0,07
46 ^a /61	Кварцевый монзонит	0,32	» »	0,18	0,71	0,05
306	Амфиболо-биотитовый мигматит	0,22	» »	0,24	0,17	0,09
1/66	Секущий пегматит среди амфиболо-биотитовых мигматитов	0,72	» »	He опр.	0,20	He опр.

Сходны апатиты и по удельному весу.

О химическом составе апатитов можно судить по данным табл. 65. В апатитах всегда имеются редкие земли (0,22—1,06%), состав которых изменяется в значительных пределах — от преимущественно цериевого до существенно иттриевого. Отметим, что в апатите из гранитов преобладает комплексный состав редких земель. В апатите из метаморфических пород основного состава встречаются преимущественно цериевые, а в апатитах из пород кислого состава — иттриевые редкие земли.

Судя по взаимоотношению породообразующих и аксессуарных минералов, значительная часть апатита выкристаллизовалась в завершающую стадию формирования кристаллических пород изученной области. Это касается прежде всего голубоватых и бесцветных разновидностей апатитов, отличающихся ксеноморфными формами по отношению к породообразующим минералам, что отчетливо наблюдается при микроскопических исследованиях. В ксеноморфных выделениях апатита иногда можно наблюдать резорбированные зерна плагиоклаза. Полисинтетические двойники включенного в апатите плагиоклаза и рядом расположенные крупные зерна его одинаково ориентированы и угасают одновременно. Плагиоклаз подвергается замещению калиевым полевым шпатом, реже — альбитом. Видимо, освободившийся при этих реакциях замещения кальций участвует в образовании апатита. В пользу высказанного соображения говорит и тот факт, что участки, обогащенные апатитом, обычно приурочены к контактам гранитов и ксенолитов вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев. Скопление апатита вокруг посторонних включений в изверженных породах отмечал В. Н. Лодочников (1955).

Мы остановились на описании ксеноморфных кристаллов апатита для того, чтобы показать их позднее выделение в гранитах. Но наиболее распространены во всех разновидностях гранитов относительно хорошо ограненные кристаллы апатита. Видимо, только на основании морфологических особенностей кристаллов апатита решать вопрос о его генезисе однозначно нельзя, так как «идиоморфизм апатита зависит не от раннего выделения, а от метасоматического способа его роста» (Заварицкий, 1950).

Выделить отдельные генерации апатита, как это было сделано для аксессуарного монацита, нельзя. Но все же намечаются некоторые

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	F	Cl	ΣTR ₂ O ₃	Сумма	Уд. вес
0,20	54,46	0,30	0,05	42,42	0,20	0,40	0,25	0,48	100,47	3,13
0,34	54,54	0,44	0,06	41,16	0,54	0,52	0,76	0,46	100,48	3,11
0,82	54,01	0,48	0,10	41,46	0,52	0,40	0,21	0,44	100,67	3,10
0,36	54,18	Не определялось		42,20	0,29	1,45	Не опр.	0,22	100,39	Не опр.
0,18	53,70	То же		43,98	0,26	0,58	» »	0,44	100,04	3,16
0,22	54,62	0,36	0,06	42,77	0,34	0,64	» »	0,56	100,59	3,19
0,25	53,34	Не определялось		41,75	0,28	1,70	Не опр.	0,22	100,54	Не опр.
0,32	51,04	То же		42,25	0,24	1,84	» »	опр.	100,44	То же
0,48	54,79	0,36	0,06	42,10	0,32	0,55	0,04	0,68	100,40	3,14
0,31	54,36	0,36	0,06	42,03	0,32	0,50	0,32	1,06	100,58	3,19
0,82	55,46	Не определялось		42,29	0,12	0,40	0,02	0,42	100,25	3,24
0,18	53,60	То же		44,16	0,26	0,60	Не опр.	0,36	100,08	3,20

Таблица 66

Показатели преломления апатитов

Порода, из которой выделен апатит	<i>n_g</i>	<i>n_p</i>	Характерные черты апатита
Гнейсы, кристаллические сланцы	1,635	1,631	Бесцветный, изометричной формы, иногда с черными включениями
Бердичевские граниты	1,633—1,634	1,629—1,631	Бесцветный, желтоватый, призматический, размеры кристаллов 0,1 × 0,05 мм
Сингенетические пегматиты	1,636—1,637	1,632—1,633	Бесцветный, зеленоватый, кристаллы неправильной формы, преимущественно 0,5—0,7 мм
Плагииграниты	1,637	1,633	Зеленовато-голубоватый, размеры кристаллов около 1 мм
Пегматиты, метасоматически измененные	1,642	1,637	Бесцветный, желтоватый, неправильной формы кристаллы, размером 0,2—1,0 мм
Пегматиты жильные	1,639	1,636	Желтоватый, бесцветный, удлиненно-призматический
Аплито-пегматоидные граниты подольской формации	1,637	1,634	Желтоватый, красно-бурый, без четких форм, размером 0,15—0,75 мм
Житомирские граниты	1,635	1,631	Серый, темно-серый, удлиненно-призматический, изобилует темными включениями
Коростышевские граниты	1,634	1,630	Бесцветный, темно-серый с черными ядрами в центре кристаллов, размеры 0,1—0,3 мм
Аплито-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского комплекса	1,637—1,645	1,633—1,640	Голубовато-серый, бесцветный, изометричной или короткопризматической формы, размером не более 0,25 мм

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
45 ^a /61	Гранодиорит	29,16	35,22	3,06	1,98	0,72
880	»	31,08	37,36	1,80	0,31	1,53
8/57	»	30,92	33,54	6,17	Не опр.	1,59
305	Амфиболо-биотитовый мигматит	29,72	33,99	3,38	2,00	1,79

характерные особенности апатитов, приуроченных к породам различного генезиса.

Апатиты из отдельных петрохимических типов кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи отличаются по составу редких земель. В апатитах из биотитовых гнейсов встречены преимущественно редкие земли иттриевой группы, а в апатитах кристаллических сланцев основного состава — селективно цериевой. Данное явление можно объяснить тем, что в пироксен и гранат кристаллических сланцев изоморфно вошли в основном тяжелые лантаноиды. В апатите, образовавшемся позднее граната и пироксена, концентрируются легкие лантаноиды. В породообразующих минералах биотитовых гнейсов преобладают редкие земли цериевой группы. Поэтому и в апатит, выделившийся после образования плагиоклаза и биотита, вошли легкие лантаноиды. Большая изоморфная емкость апатита по отношению к различным редким землям обусловлена особенностями его кристаллической структуры. Ионы кальция, изоморфно замещенные редкими землями, находятся в семерной и девятимерной координациях (Ляхович, 1968).

Отличительная особенность апатитов житомирских гранитов — наличие среди них темно-серых разновидностей с черными стержневидными включениями.

Отчетливо намечается обратная зависимость между содержанием апатита и аксессуарного монацита, что обусловлено петрохимическими особенностями гранитов. Наиболее четко она проявлена в гранитах бердичевского комплекса.

Сфен менее распространен, чем апатит. Постоянно встречается он в амфиболовых мигматитах, гранодиоритах, диоритах и гранитизированных амфиболитах. В житомирских гранитах сфен отмечен крайне редко — обычно он приурочен к контактовым зонам вмещающих амфиболсодержащих гнейсов и гранитов. Максимальное содержание его установлено в гранодиоритах Букинского плутона — 720 г/т.

Характерно то обстоятельство, что сфен находится в тесной ассоциации с амфиболом и биотитом. Зачастую в шлифах отчетливо можно наблюдать, как биотит, замещающий амфибол, насыщен агрегатными скоплениями сфена.

Следует отметить, что в амфиболах, в которых не наблюдается новообразований биотита, сфен практически не встречается. Цвет его коричнево-бурый и темно-коричневый. Темноокрашенные разности характерны для амфиболо-биотитовых мигматитов. Преобладают, как правило, мелкие клиновидные зерна, размеры которых не превышают 0,4 мм.

Светопреломление измерено в жидкостях, приготовленных на фосфорной основе: $n_g = 2,025$; $n_m = 1,912$; $n_p = 1,892 \pm 0,002$.

В породах сфен распределен чаще всего в виде вкрапленников, реже — тонких секущих прожилков почти мономинерального состава. Подобные прожилки наблюдались в гранодиоритах Букинского плутона. Причем сфен из прожилков и тонко рассеянных вкраплений по химическому составу очень сходен. Некоторые различия намечаются лишь

став сфенов, %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	ΣTR ₂ O ₃	Сумма	Уд. вес.
0,06	0,31	28,06	0,31	0,11	0,37	0,45	99,81	3,49
0,10	0,72	26,39	0,14	0,10	0,65	Не опр.	100,18	Не опр.
0,07	0,61	26,94	Не определялось			» »	99,84	» »
0,19	0,26	24,99	0,25	0,10	0,97	2,32	99,96	3,445

в содержании окисного и закисного железа. В сфене, рассеянном в породе в виде вкрапленников, преобладает закисное, а в сфене прожилкового типа — окисное железо. В сфене из амфиболо-биотитовых мигматитов двух- и трехвалентное железо встречено в равных количествах. Отличительная особенность этого сфена — высокое содержание в нем редких земель (табл. 67).

Таким образом, сфен является типичным минералом для гибридных пород типа гранодиоритов. Кальций для образования сфена освобождается при замещении амфибола и пироксена биотитом. Источником титана служат также исходные породы основного состава. В этом отношении характерны данные о закономерном понижении содержания титана от исходных основных пород Букинского плутона к гранитам житомирского типа (табл. 68).

В габбро и монцонитах титан концентрируется в

ильмените и титаномagnetите, в гранодиоритах — в сфене, а в гранитах — в темноцветных минералах, главным образом в слюдах. Эта особенность распределения титана приемлема не только для гранитоидов, но и для метаморфических пород. Так, в амфиболитах содержание TiO₂ составляет 0,68%, в биотито-амфиболовых гнейсах — 1,30, а в биотитовых гнейсах — 1,54%.

Сфен иногда находится в ассоциации с ортитом. Надо отметить, что ортит является редким минералом в гранитах и гнейсах западной

Таблица 68

Содержание TiO₂ в породах Букинского плутона, %

Номер образца	Порода	Содержание TiO ₂
104 ^a	Габбро	1,36
8	Монцонит	0,92
29	Гранодиорит	0,91
84	»	0,81
91	Аплито-пегматонидный гранит	0,20
110	»	0,03
475	Житомирский гранит	0,04

Таблица 69
Химический состав ортитов из житомирских гранитов (Ивантишин, 1960)

Анализ 1				Анализ 2			
Окисел	Вес. %	Окисел	Вес. %	Окисел	Вес. %	Окисел	Вес. %
SiO ₂	30,03	ThO ₂	1,80	SiO ₂	29,16	ThO ₂	Не опр.
TiO ₂	1,02	Ce ₂ O ₃	19,14	TiO ₂	0,82	Ce ₂ O ₃	14,70
Al ₂ O ₃	18,16	TR ₂ O ₃	3,07	Al ₂ O ₃	9,29	TR ₂ O ₃	1,85
Fe ₂ O ₃	13,12	U ₂ O ₃	2,76	Fe ₂ O ₃	16,97	U ₂ O ₃	0,55
FeO	Не опр.	ZrO ₂	0,87	FeO	18,04	ZrO ₂	Не опр.
MnO	0,10	PbO	0,14	MnO	0,32	PbO	» »
MgO	0,36	H ₂ O	0,40	MgO	1,86	H ₂ O	1,96
CaO	8,52	Сумма	99,49	CaO	4,40	Сумма	100,14
Na ₂ O	Не опр.			Na ₂ O	0,13		
K ₂ O	» »			K ₂ O	0,09		

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
2098	Пегматит	1,14	50,25	—	11,79
2199	»	1,18	49,66	0,50	9,07
2202	»	0,50	50,32	0,37	5,85
2195	Бердичевский гранит	1,82	49,50	3,95	3,81
2430	Аплито-пегматоидный гранит	0,20	51,15	0,85	4,04
1340	То же	1,64	49,50	0,68	4,85
1858	» »	0,90	52,08	2,89	26,97

части Украинского щита. Он встречается в амфиболо-биотитовых мигматитах, развитых в бассейне р. Роси, изредка — в житомирских гранитах.

М. Н. Ивантишин (1960) опубликовал два химических анализа ортита, выделенных из житомирских гранитов (табл. 69). Согласно его данным, ортит и акцессорный монацит являются антагонистами и в одной породе совместно не встречаются.

Смену в биотитовых гранитах ассоциации минералов монацит — ильменит ассоциацией ортит — сфен отмечает В. В. Ляхович (1968).

Приуроченность ортита и сфена к определенным типам гранитоидов обусловлена общностью генезиса этих минералов. Они чаще всего генетически связаны с породами, в которых отчетливо проявились процессы контаминации. Взаимодействие гранитов с породами более основного состава приводит к появлению избыточного кальция, участвующего в образовании сфена, ортита, апатита.

ИЛЬМЕНИТ, МАГНЕТИТ

Ильменит и магнетит почти всегда встречаются совместно. Но, как правило, один из этих минералов в количественном отношении значительно преобладает над другим.

Ильменит широко распространен в породах гнейсово-мигматитовой толщи и гранитах побужского комплекса, а магнетит — в гранитах и пегматитах кировоградско-житомирского комплекса. Максимальное содержание ильменита установлено в эпигенетических пегматитах — 17 кг/т, минимальное — в гранато-биотитовых гранитах — 20 г/т.

В гнейсах, кристаллических сланцах и бердичевских гранитах соотношение между количественными содержаниями ильменита и магнетита — 2 : 1. Но абсолютное содержание ильменита в гнейсах выше, чем в бердичевских гранитах. Если в гнейсах суммарное содержание ильменита и магнетита изменяется в пределах 1—8 кг/т, то в бердичевских гранитах оно не превышает 0,8 кг/т.

Данные о химическом составе ильменита из пегматитов и гранитов бердичевского и побужского комплексов приведены в табл. 70.

Отличительная особенность ильменита из пегматитов — повышенное содержание окисного железа и наличие марганца. В нем встречаются также редкие земли (0,26), состав которых селективно цериевый.

Следовательно, увеличение роли магнетита от пород бердичевского комплекса к гранитам кировоградско-житомирского комплекса, а также закономерное повышение содержания окиси железа в ильмените от автохтонных гранитов к жильным пегматитам свидетельствуют об изменении окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования.

акцессорного ильменита, %

FeO	MnO	MgO	CaO	П. п. п.	Сумма	Уд. вес
36,46	0,69				100,33	4,677
38,97	Не опр.	0,80		0,08	100,26	4,23
40,94	0,15	Не опр.	1,40	Не опр.	99,53	Не опр.
41,59	Не опр.	» »	Не опр.	0,03	100,70	» »
40,41	0,07	» »	2,85	Не опр.	99,57	» »
42,74	Не опр.	» »	Не опр.	0,06	99,47	» »
15,44	0,08	0,56	0,86	0,27	100,05	4,62

Таким образом, по характеру акцессорных минералов отчетливо намечается выделение двух типов гранитоидов. Это существенно монацитовые и преимущественно апатитовые граниты. В последних, наряду с апатитом, встречен сфен, реже — ортит. С монацитом часто ассоциирует ильменит или магнетит.

Образование определенной ассоциации акцессорных минералов зависит главным образом от петрохимического типа гранитоидов, с которыми они генетически связаны.

Монацитовые и апатитовые граниты отличаются между собой по некоторым важным петрохимическим параметрам. В частности, отношение $\frac{K + Na + 2Ca}{Al}$ в монацитовых гранитах всегда ниже, чем в гранитах, содержащих в качестве акцессорных минералов апатит и сфен. Это, видимо, свидетельствует о том, что монацитовые граниты пересыщены алюминием, и поэтому весь кальций израсходуется на образование полевых шпатов.

В апатитовых гранитах, к которым относятся житомирские граниты и гранодиориты, отношение $\frac{K + Na + 2Ca}{Al}$ характеризуется величиной больше единицы. При этих условиях весь алюминий расходуется на полевые шпаты и оставшийся некоторый избыток кальция образует апатит (Заварицкий, 1966).

Таким образом, кристаллизация апатита или монацита зависит от соотношения щелочей, глинозема и кальция в расплаве, давшем граниты. Оба минерала кристаллизуются в завершающую стадию формирования породы, и с ними связана основная масса редких земель.

**РАЗДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ
В ХОДЕ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ**

В гл. VIII рассмотрены данные об особенностях распределения редкоземельных элементов в кристаллических породах и их породообразующих и акцессорных минералах.

К редкоземельным элементам относятся лантаноиды и иттрий. Общие свойства лантаноидов, в том числе и геохимические, описаны подробно во многих работах. Здесь мы часто сопоставляем количественные содержания элементов цериевой и иттриевой групп. Граница между этими группами проводится между тербием и диспрозием (Семенов, 1963).

Следует отметить, что выполненные исследования по выяснению особенностей распределения редкоземельных элементов в кристаллических породах и их минералах проводились в сочетании с детальным изучением петрографии, минералогии и геохронологии этих пород. Подобного рода исследования на Украине проводятся впервые. Они стали возможными благодаря тому, что в отдельных районах западной части Украинского щита многие годы велись поисковые и разведочные работы на пегматиты. Это позволило получить большой фактический материал по изучению вещественного состава пегматитов и вмещающих пород.

Выполнение этих исследований стало возможным также благодаря хорошо поставленным аналитическим работам по определению количественного содержания и состава редких земель в ИГФМ АН УССР.

В общем комплексе проведенных исследований большой объем работ приходится также на обогащение. В частности, выполненные Г. Я. Терещенко специальные работы по обогащению акцессорных и породообразующих минералов позволили осуществить расчеты по балансу редких земель в кристаллических породах и их минералах.

Поэтому наряду с изложением данных о распределении редких земель в породах и минералах кратко рассмотрены особенности выделения мономинералов и методика анализа лантаноидов.

**МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ
МИНЕРАЛОВ**

Для выделения и количественного определения акцессорных минералов из кристаллических пород отбирались пробы весом до 200 кг. Эти пробы дробились, и гравитационным путем получался концентрат, разделение которого на фракции осуществлялось с помощью магнита, электромагнита, тяжелых жидкостей и флотации.

Применение гравитационного метода обогащения неизбежно связано с потерей тяжелых минералов. Чтобы по возможности уменьшить эти потери и добиться устойчивого извлечения акцессорных минералов для

одинаковых по составу кристаллических пород Украинского щита, Г. Я. Терещ (1965) разработала схемы обогащения. Она выполнила опыты по выбору оптимальной крупности дробления главнейших разновидностей гранитоидов и гнейсов западной части Украинского щита. Для этой цели были взяты пробы кристаллических пород с различной крупностью породообразующих минералов — пегматиты, граниты и гнейсы. На основании проведенных опытов установлено, что пегматиты побужского комплекса перед гравитационным обогащением целесообразно дробить до 0,8 мм, большинство разновидностей гранитов и гранатобитовых гнейсов — 0,5 мм. При таком дроблении сохраняются формы кристаллов большинства тяжелых минералов и получается небольшой выход шламов — 4—8%. При более тонком измельчении количество шламов увеличивается до 10—20%, дробятся зерна многих аксессуарных минералов. Получаемый гравитационный концентрат в случае необходимости доизмельчался и подвергался переочистке.

Следует отметить, что для учета степени потерь тяжелых минералов в процессе промывки в обогатительной лаборатории ИГФМ АН УССР проделаны такие операции. Сразу же после дробления часть пробы отквартывалась, и с помощью тяжелых жидкостей в ней определялось содержание аксессуарных минералов. Основной же материал пробы обрабатывался по обычной схеме с промывкой на концентрационном столике. Эти опыты показали, что при промывке теряется незначительное количество тяжелых минералов — не более 3%.

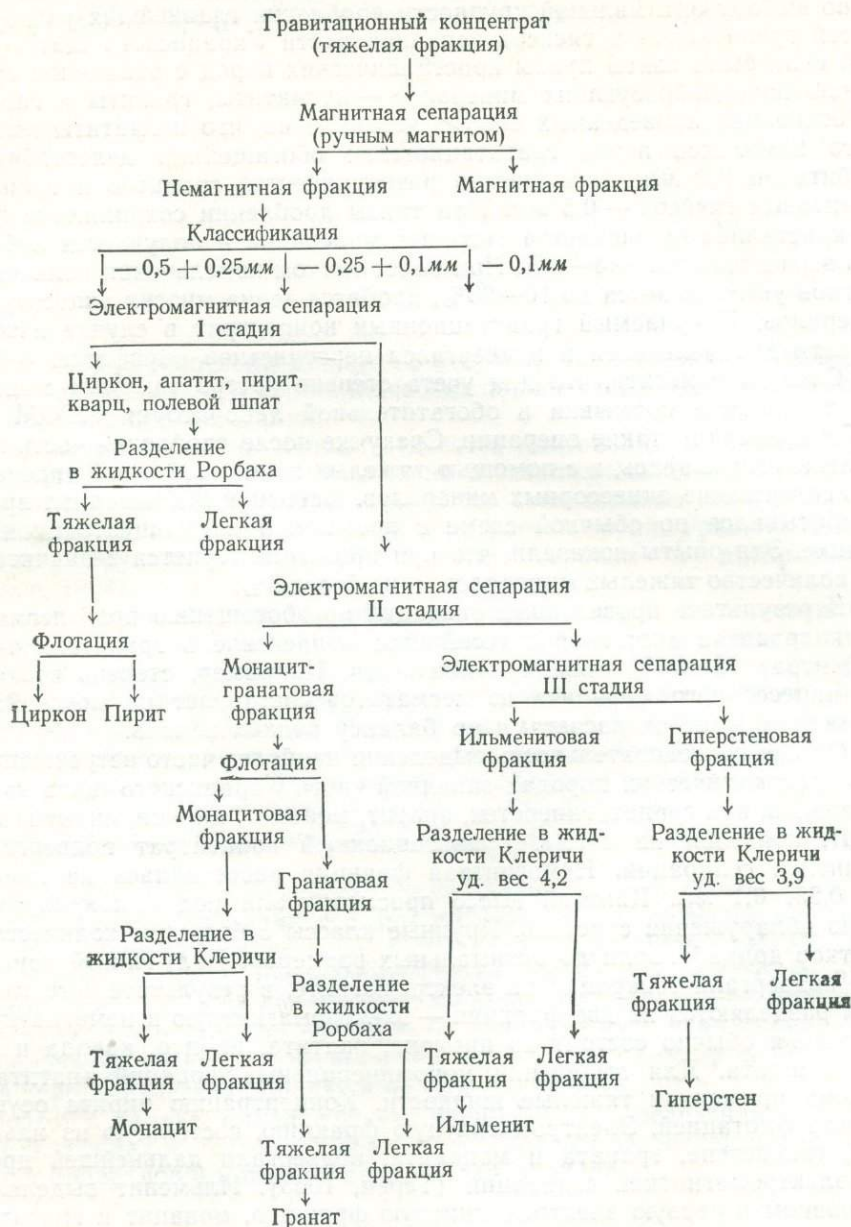
В результате проведенных операций по обогащению проб пегматитов и гранитов достигалось устойчивое извлечение в гравитационный концентрат 92—96% тяжелых минералов. Например, степень извлечения аксессуарного монацита из пегматитов составляет не менее 95%, что подтверждается расчетами по балансу редких земель.

Общая последовательность выделения наиболее часто встречающихся в кристаллических породах западной части Украинского щита таких минералов, как гранат, гиперстен, апатит, монацит, циркон, пирит и ильменит, показана на схеме. Гравитационный концентрат подвергался магнитной сепарации. Немагнитная фракция рассеивалась на классы 0,5; 0,25; 0,1 мм. Каждый класс просматривали под биноклем с целью обнаружения сростков. Крупные классы с большим количеством сростков додразбавляли до оптимальных размеров. Полученный концентрат подвергали сепарации на электромагните, в результате чего минералы разделяются на две фракции — электромагнитную и немагнитную. Последняя обычно состоит из циркона, апатита, пирита, кварца и полевого шпата. Для выделения мономинеральных фракций апатита и циркона применяли тяжелые жидкости. Концентрацию пирита осуществляли флотацией. Электромагнитную фракцию, состоящую из ильменита, гиперстена, граната и монацита, подвергали дальнейшей дробной электромагнитной сепарации (Терещ, 1965). Ильменит выделялся в основном в первую электромагнитную фракцию, монацит и гранат — во вторую электромагнитную. Монацит от граната и других минералов отделяли флотацией и разделяли в тяжелых жидкостях.

Таким образом, применяя комбинированные методы обогащения, удалось получить 95—98%-ные концентраты монацита, циркона, апатита и граната. Дальнейшую очистку мономинеральных фракций осуществляли вручную под биноклем.

Высокая чистота мономинеральных фракций подтверждается данными химических анализов, а также составом редких земель. Для доказательства приведем один пример. Состав редких земель в гранатах, выделенных из гранитов, преимущественно иттриевый, в монаците — цериевый. Содержание редких земель в монаците более 50%, в гранате не превышает 0,1%. Поэтому ничтожные примеси монацита в гранате

Схема выделения мономинеральных фракций из гравитационных концентратов пегматитов, гранитов и гнейсов



отразились бы на составе редких земель. Однако гранаты характеризуются постоянным составом редких земель, существенно отличающимся от состава TR монацита.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для определения количественных содержаний редкоземельных элементов в породах и минералах применяются хроматографический, спектрохимический, рентгеноспектральный и нейтронно-активационный анализы. В Советском Союзе наиболее широко распространен рентгеноспектральный анализ. Следует отметить, что значительное большинство

анализов состава редкоземельных элементов в породах и минералах, выполненных в СССР, проведено в лаборатории Института минералогии, геохимии и кристаллографии редких элементов и Института геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского.

В связи с низкими содержаниями редкоземельных элементов в исследуемых породах и минералах для определения индивидуального состава лантаноидов в нашей лаборатории Г. Д. Елисеевой избран метод распределительной хроматографии на бумаге. Преимущества этого метода по сравнению с рентгеноспектральным сводятся к возможности прямого количественного определения индивидуальных редкоземельных элементов и иттрия из микроколичеств их суммы, а также несложности аппаратуры и техники работы.

К самым существенным недостаткам метода хроматографии на бумаге следует отнести невозможность разделения некоторых пар редкоземельных элементов, в частности $\text{Eu} + \text{Gd}$, и низкую точность по сравнению с высокочувствительным нейтронно-активационным анализом.

Объектами наших исследований были акцессорные минералы — монацит, сфен, апатит, ильменит, гранат; породообразующие минералы — биотит, полевой шпат, кордиерит, волластонит, гиперстен, амфибол, силлиманит; кристаллические породы — гнейсы, сланцы, амфиболиты, граниты. Большинство акцессорных, все породообразующие минералы и горные породы характеризуются низким содержанием редкоземельных элементов — тысячными и сотыми долями процентов. Для анализа выделены суммы редких земель в количестве 0,5—3,0 мг.

Методические работы по разделению и количественному содержанию редких земель в породах и минералах выполнены Г. Д. Елисеевой и А. И. Казанцевой. При выделении суммы редкоземельных элементов ими был взят за основу вариант оксалатного метода (Горный, 1963). Окончательное осаждение редкоземельных элементов производилось по методике Г. М. Варшал (1964).

Кратко охарактеризуем особенности выделения лантаноидов из конкретных минералов и пород западной части Украинского щита. В зависимости от химического состава минералов и пород применялся тот или иной метод разложения и последующего выделения суммы редких земель (Елисеева, 1964, 1968; Горный, 1963; Кульская, 1964, 1968).

Монацит. Навеска 0,1—0,2 г обрабатывалась смесью плавиковой и азотной кислот, фтор удалялся при помощи серной кислоты. Торий отделялся в виде йодата. Избыток йодата калия в растворе после отделения тория разлагался смесью соляной и азотной кислот. Осаждались гидроокиси, а затем оксалаты редких земель. Осадок прокаливался при температуре 600—650° до постоянного веса.

Породы и породообразующие минералы (биотит, гранат, полевой шпат, кордиерит, волластонит, гиперстен). Навеска 20—25 г обрабатывалась плавиковой кислотой. Выделенные фториды переводились в сульфаты, удалялся фтор. Гидроокиси редких земель переводились в оксалаты в присутствии карбоната кальция и уротропина. Полученный осадок прокаливался до постоянного веса.

Апатит. Навеска 3—5 г растворялась в азотной кислоте. Осаждались оксалаты редких земель в присутствии карбоната кальция и уротропина. Отфильтрованный осадок прокаливался до температуры 650°.

Ильменит. Навеска 3—5 г обрабатывалась плавиковой кислотой, осажденные фториды переводились в сульфаты (нерастворившийся осадок доплавлялся с KHSO_4). Затем осаждались гидроокиси и оксалаты. Осадок прокаливался до постоянного веса.

Силлиманит. Навеска около 20 г сплавлялась с содой, а затем осаждались гидроокиси и оксалаты. Осадок прокаливался до постоянного веса.

Определения количественных содержаний суммы редких земель проведены двумя методами — фотометрическим и весовым. За основу фотометрических измерений положен метод, описанный Е. М. Гельман (1963) и дополненный Г. Д. Елисеевой (1969). Как видно из данных

Таблица 71

Сравнительные данные количественных содержаний редких земель весового и фотометрического методов

Номер образца	Минерал, порода	Содержание суммы TR, %		Номер образца	Минерал, порода	Содержание суммы TR, %	
		Весовой метод	Фотометрический метод			Весовой метод	Фотометрический метод
15/60	Гранат	0,04	0,03	2096	Биотит	0,007	0,005
6/60	»	0,08	0,07	2099	Полевой шпат	0,008	0,005
5/60	»	0,10	0,09	980/64	Гранат	0,04	0,03
2026 ^a	Гранато-биотитовый гнейс	0,004	0,004	998 ^a	Плагиогранит	0,002	0,0017
105/59	То же	0,05	0,04	1007 ^b	»	0,01	0,009
109/59	»	0,08	0,07	1002	»	0,025	0,022
967 ^b	Пироксеновый гнейс	0,008	0,0077	1003 ^a	»	0,014	0,013
515 ^a	Гранат	0,11	0,09	1007 ^a	»	0,010	0,011
3	»	0,06	0,04	1007 ^a	Гранодиорит	0,015	0,013
				2035	»	0,018	0,017
				1007	Амфиболит	0,017	0,016

табл. 71, в породах и минералах с малыми содержаниями редкоземельных элементов весовым и фотометрическим методами получены близкие результаты.

Количественное определение индивидуальных редкоземельных элементов выполнено методом распределительной хроматографии на бумаге. Г. Д. Елисеева (1969) провела специальные исследования по разработке и усовершенствованию этого метода применительно к акцессорным и породообразующим минералам из метаморфических пород и гранитов западной части Украинского щита.

Методические вопросы, касающиеся распределительной хроматографии на бумаге, в частности подбор реактивов, растворителей, техники хроматографического разделения, и методы количественного определения каждого редкоземельного элемента изложены в работах Г. Д. Елисеевой и О. А. Кульской (1968, 1969). Эти исследователи показали, что точность анализов, выполненных хроматографическим методом, зависит от количественного содержания индивидуального элемента в сумме TR. Такой вывод подтверждается данными сравнения количественных содержаний индивидуальных редких земель, выполненных по одним и тем же образцам хроматографическими и спектрохимическими методами.

Максимальные расхождения между результатами, полученными разными методами, составляют примерно 20% для тех элементов, относительное содержание которых ниже 5% в сумме TR. Сравнительно хорошая сходимость устанавливается для элементов цериевой группы, а заметные расхождения — в содержании элементов иттриевой группы для минералов с существенно цериевым составом редких земель (табл. 72). Эти расхождения обусловлены низкой точностью хроматографического и спектрохимического методов анализа для элементов, относительное содержание которых в общей сумме лантаноидов ниже 3—5%. Для минералов, в составе редких земель которых преобладают элементы иттриевой группы, наблюдается обратная картина: наиболее суще-

Таблица 72

Сравнительные данные хроматографического и спектрохимического анализов редкоземельных элементов (минералы с существенно цериевым составом TR)

Минерал	Хроматографический метод							Спектрохимический метод						
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Y
Монацит	32,4	9,7	7,1	30,9	3,9	2,1	0,6	33,0	10,2	5,6	28,0	4,2	2,5	0,8
»	10,0	38,3	5,9	22,0	3,9	2,3	2,9	10,0	36,8	7,0	26,0	4,2	2,2	2,6
»	40,2	— *	5,3	29,7	4,6	2,1	3,0	40,5	— *	4,2	30,0	3,8	1,8	3,1
»	27,0	— *	3,9	40,1	6,3	4,3	3,3	28,5	— *	3,6	38,5	5,6	2,8	2,6
Ортит	38,1	— *	4,4	33,8	3,4	2,5	3,3	38,2	— *	3,8	35,5	4,0	1,4	2,5
Сфен	5,7	2,0	4,6	31,8	7,8	7,6	25,0	5,5	1,8	4,9	30,5	7,6	8,0	23,0
Паризит	12,8	0,5	6,7	52,2	6,2	3,5	2,9	12,8	0,8	5,7	50,0	5,4	4,0	3,6
Апофиллит	31,4	35,2	2,6	9,9	1,4	0,8	2,7	32,2	36,0	2,0	11,5	1,2	0,8	2,0
Апофиллит	23,6	42,1	3,7	11,1	0,9	0,6	1,7	23,0	39,0	4,5	10,0	0,8	0,7	1,5

* Сумма редких земель выделялась без церия.

ственные расхождения в количественных содержаниях отдельных элементов, определенных различными методами, характерны для легких лантаноидов (табл. 73). О результатах анализов, выполненных этими

Таблица 73

Сравнительные данные хроматографического и спектрохимического анализов редкоземельных элементов (минералы с существенно иттриевым составом TR)

Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu + Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
Сфен *	0,5	3,9	0,6	6,8	3,7	5,1	1,0	60,8	3,5	1,2	5,2	0,8	6,0	0,9
Сфен **	0,8	5,0	1,0	7,0	3,5	6,0	1,2	58,0	4,5	2,0	4,7	0,9	5,6	1,5
Ксенотим	0,2	0,5	0,2	1,1	1,8	3,2	1,3	70,5	1,6	7,2	1,1	7,5	0,8	
	1,0	1,3	0,4	1,2	1,3	3,3	1,1	64,0	8,8	2,5	6,3	1,3	6,3	2,2
Флюорит	0,7	1,7	0,3	2,1	4,8	4,5	1,1	66,0	5,0	1,4	4,7	0,8	5,3	1,5
	1,5	3,7	1,2	3,6	4,9	1,0 5,0	1,1	61,5	6,3	1,3	3,6	1,0	4,0	1,3
Флюорит	2,2	11,7	1,3	8,4	3,4	3,7	0,9	55,7	4,0	0,7	3,7	0,5	3,6	0,2
	3,7	13,2	2,4	9,4	3,5	1,0 3,2	0,8	50,0	4,5	1,1	3,5	1,0	3,4	0,4

* Хроматографический метод.

** Спектрохимический метод.

двумя методами для минералов с комплексным составом редких земель, можно судить по данным табл. 74.

Контрольные определения содержаний отдельных редкоземельных элементов из аксессуарных минералов гранитов сделаны также химическим методом Г. Я. Горным (1963).

Следует отметить также согласующиеся результаты анализов редкоземельных элементов пробы монацита, выполненных хроматографическим методом, с данными, полученными по этой пробе рентгено-спектральным, спектрохимическим и хроматографическим методами в лабораториях Москвы и Одессы (Елисеева, Кульская и др., 1968).

Метод распределительной хроматографии на бумаге не только вполне применим к изученным минералам и породам, но и по сравнению с рентгеноспектральным анализом имеет преимущество, которое заключается прежде всего в возможности разделения и количественного определения редкоземельных элементов из микроколичеств их суммы (100—500 мкг). Это особенно важно при малых содержаниях ланта-

ноидов и иттрия в магматических, метаморфических породах и их породообразующих и акцессорных минералах. Методические исследования (Елисеева, 1968, 1969) показали, что хроматографический метод применим для анализа пород и минералов с любым составом редкоземельных элементов — селективно цериевых, иттриевых и комплексных. При ана-

Таблица 74

Сравнительные данные хроматографического и спектрохимического анализов редкоземельных элементов (минералы с комплексным составом TR)

Минерал, порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu + Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
Мигматит *	14,6	35,6	7,8	19,0	3,9	2,7	0,3	12,2	1,5	0,3	0,9	<0,1	1,2	0,1
Мигматит **	14,0	36,5	7,2	19,8	4,2	2,5	0,4	10,6	2,0	0,5	1,0	He обн.	1,2	0,3
Апатит	11,9 12,0	34,0 33,0	5,0 5,8	23,6 22,0	4,3 5,1	3,9 4,2	0,2 0,6	12,9 12,5	2,0 2,5	0,4 0,5	1,0 1,2	<0,1 0,2	0,8 0,8	0,1 0,2
Апатит	3,0 3,6	10,1 10,5	2,1 3,2	16,8 16,3	6,6 5,9	8,4 7,1	1,4 2,0	34,0 35,8	5,2 5,8	1,9 1,6	5,5 4,3	0,7 0,4	3,8 2,5	0,5 0,7
Сфен	3,3 4,7	21,5 18,4	6,4 6,7	27,3 28,6	6,8 7,0	6,6 6,7	1,3 1,0	18,0 17,5	3,3 4,5	0,8 1,0	1,9 1,6	0,7 1,0	1,7 1,3	0,4 0,3
Циркон	6,1 9,8	19,4 21,3	1,2 1,4	13,0 11,2	2,5 3,0	3,2 3,0	0,9 0,5	40,8 32,3	4,5	0,5 0,8	4,3 4,1	0,3 1,0	6,6 5,0	1,2 2,0

* Хроматографический метод.

** Спектрохимический метод.

лизе суммы редкоземельных элементов в минералах нет необходимости отделять торий и скандий от смеси окислов редких земель. Хроматографическому разделению не мешает наличие других элементов — таких, как кальций, магний, алюминий, цирконий, железо, которые могут попасть в пробу при выделении суммы редкоземельных элементов из пород и породообразующих минералов. И наконец, сравнение анализов контрольных проб свидетельствует об удовлетворительной сходимости данных хроматографического разделения редких земель с результатами, полученными рентгеноспектральным и спектрохимическим методами.

Таким образом, хроматографическое разделение редких земель, выделенных из пород и минералов, надежно в методическом отношении, и полученная информация вполне может использоваться для решения геохимических и петрологических проблем. Несомненно, что еще большие возможности использования особенностей состава редкоземельных элементов в качестве индикаторов геологических процессов откроются с применением в геохимии высокочувствительных и точных нейтронно-активационных методов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ

В акцессорных минералах кристаллических пород западной части Украинского щита количественные содержания редкоземельных элементов на несколько порядков выше по сравнению с породообразующими минералами. Но так как акцессорные минералы распределены в кристаллических породах неравномерно, а в некоторых разновидностях гнейсов вообще не обнаружены, то соотношения в общем балансе лантаноидов, приходящихся на акцессорные минералы, для отдельных типов пород неодинаковы. Так, в гнейсах и амфиболитах редкоземельные

элементы связаны главным образом с породообразующими минералами, а в аплито-пегматонидных гранитах и пегматитах побужского комплекса основная масса редких земель концентрируется в собственно редкоземельных минералах.

Ортоклазы и микроклины гранитоидов характеризуются низкими содержаниями лантаноидов — 0,005—0,011% (табл. 75). Какая-либо зависимость между количественным содержанием редкоземельных элементов в калиевых полевых шпатах и валовых пробах гранитоидов не отмечена. Так, концентрация редкоземельных элементов в жильных пегматитах побужского комплекса в несколько десятков раз выше, чем в бердичевских гранитах, биотито-гранатовых и биотитовых гнейсах, а содержание лантаноидов в калишпатах описанных разновидностей пород сходное — около 0,01. Максимальные вариации в составе редкоземельных элементов устанавливаются в калиевых полевых шпатах из пегматитов, обогащенных акцессорным монацитом (рис. 23). Обе пробы пегматитов, состав редких земель в полевых шпатах которых представлен на рис. 23, отличаются повышенным содержанием акцессорного монацита. Однако цериевый состав лантаноидов в калишпатах не связан с микровключениями акцессорных минералов, так как количественные содержания редких земель в калиевых полевых шпатах очень низкие, а отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ изменяется от 7 до 60.

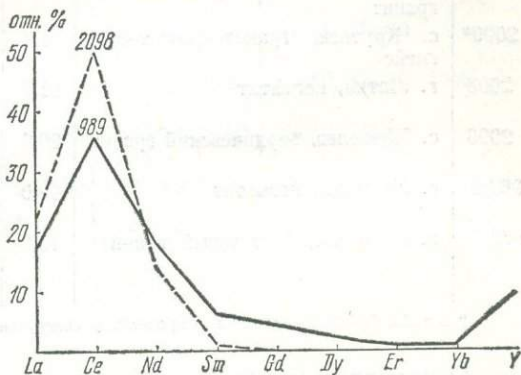


Рис. 23. Изменения составов TR в калишпатах пегматитов.

Калиевые полевые шпаты гранитов и вмещающих гнейсов, как правило, характеризуются различным составом редкоземельных элементов. Так, для микроклина житомирских гранитов отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ составляет 57,8, а для калишпата вмещающих гнейсов — 4,5. Петрографические наблюдения показывают, что микроклины житомирских гранитов и биотитовых гнейсов являются синхронными образованиями, калишпат в гнейсах развивается по плагиоклазу. Не исключена возможность, что обогащение тяжелыми лантаноидами микроклина гнейсов происходит за счет плагиоклаза. Об этом свидетельствует и сравнительно высокое содержание иттриевых земель во фракции, обогащенной плагиоклазом из гранато-биотитовых гнейсов, залегающих в виде скиалитов среди бердичевских гранитов.

Мы не располагаем данными о составе редких земель в чистых плагиоклазах из гранитов и гнейсов. В нашем распоряжении имеются лишь легкие фракции, обогащенные плагиоклазом. Но учитывая то обстоятельство, что совместно с плагиоклазом в этих фракциях обнаружен только кварц, по имеющимся анализам, выполненным по фракциям в целом, можно вполне определенно судить об особенностях состава редких земель в плагиоклазах. Если из фракции исключить кварц и все количество редких земель отнести за счет плагиоклазов, то максимальное содержание лантаноидов в них не будет превышать 0,010% (табл. 75).

Плагиоклазы по сравнению с калиевыми полевыми шпатами характеризуются более постоянным составом редкоземельных элементов. Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ составляет 3,57—14,4. Содержание иттриевых редких земель изменяется в пределах 6,5 — 21,9%. Тяжелыми лантаноидами обогащены плагиоклазы биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов.

Содержание и состав редких земель в

Номер образца	Место отбора, порода	Навеска, г	Содержание ΣTR, %		Содержание					
			Весовой метод	Фотометрический метод	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Er + Gd
2099	с. Крутнев, гранатовый гранит	49,5	0,0014	Не опр.	20,6	28,0	1,5	15,0	4,9	3,5
					2,9	3,9	0,21	2,1	0,69	0,49
2100	с. Жежелев, гранато-биотитовый гнейс	20,0	0,011	0,010	19,1	39,4	3,2	17,9	2,7	4,1
					20,0	41,0	3,4	19,0	2,8	4,3
2101	с. Соколова Гора, биотитовый гнейс	20,0	0,011	0,009	18,1	39,1	3,2	15,5	2,2	3,3
					18,1	39,1	3,2	15,5	2,2	3,3
2098 ^a	г. Литин, аплит-пегматоидный гранит	20,0	0,010	0,010	22,3	50,2	8,0	14,3	1,1	2,3
					22,3	50,2	8,0	14,3	1,1	2,3
2099 ^a	с. Крутнев, гранато-биотитовый гнейс	21,0	0,007	0,006	19,2	45,1	5,0	17,9	2,8	3,7
					12,5	29,3	3,2	11,6	1,8	2,4
2098	г. Литин, пегматит	21,0	0,024	0,023	22,3	35,2	7,2	21,8	2,1	1,7
					52,4	82,7	16,9	51,2	4,9	4,0
2096	с. Жежелев, бердичевский гранит	20,0	0,007	0,007	16,6	36,8	4,1	13,6	2,0	4,8
					11,6	25,8	2,9	9,5	1,4	3,4
989/64	с. Ильинцы, пегматит	12,0	0,008	0,003	18,2	31,0	5,9	19,3	6,2	6,5
					10,0	17,0	3,2	10,6	3,4	3,6
975/64	г. Полонное, биотитовый гранит	12,0	0,005	0,0045	16,2	36,5	6,6	27,5	5,8	5,5
					7,6	17,1	3,1	13,0	2,7	2,6

* В табл. 75—88 в числителе — процентное содержание (ΣTR = 100%), в знаменателе — г/т.

О количественных содержаниях отдельных редкоземельных элементов в полевых шпатах можно судить по данным табл. 75. Значительные количественные вариации одного и того же элемента наблюдаются между теми минералами, в которых суммарное содержание редких земель заметно отличается. Так, максимальное содержание лантана в пробе 2098 составляет $223 \cdot 10^{-5}\%$, минимальное — в пробе 2099 — $29 \cdot 10^{-5}\%$; почти на порядок в этих минералах отличается и суммарное содержание редких земель.

В биотитах, как и в полевых шпатах, редкоземельные элементы встречаются в незначительных количествах (табл. 76), хотя до проведе-

Содержание и состав

Номер образца	Место отбора, порода	Навеска, г	Содержание ΣTR, %		Содержание			
			Весовой метод	Фотометрический метод	La	Ce	Pr	Nd
2100	с. Жежелев, гранато-биотитовый гнейс	20	0,002	0,002	18,9	36,9	3,4	22,3
					3,8	7,4	0,68	4,4
2101	с. Соколова Гора, биотитовый гнейс	20	0,005	0,004	14,7	26,8	3,5	16,2
					6,6	12,0	1,6	7,3
2096	с. Жежелев, бердичевский гранит	20	0,007	0,0065	11,9	30,8	2,5	13,4
					8,0	20,7	1,7	9,0
975/64	г. Полонное, биотитовый гранит	12	0,014	0,0137	13,6	42,9	5,0	28,9
					18,7	59,2	6,9	39,8
989/64	с. Ильинцы, пегматит	12	0,044	0,042	10,8	34,9	8,8	17,8
					46,0	150,0	37,8	76,5

полевых шпатах и легких фракциях

редкоземельных элементов								ΣCe	ΣY	ΣCe ΣY	Среднее со- держание ΣГР, е/т	Минеральный состав, %
Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu					
0,4	13,5	2,6	0,8	3,5	0,5	5,0	0,2	73,9	26,1	2,83	14	Пл-20, Кв-20, Кпш-60
0,056	1,9	0,36	0,11	0,49	0,07	0,7	0,028	86,6	13,4	6,46	105	Кв-60, Пл-40
0,2	6,6	1,8	0,8	1,3	0,4	2,3	0,2					
0,21	6,9	1,9	0,84	1,4	0,42	2,4	0,21	81,7	18,3	4,5	100	Кв-30, Пл-20, Кпш-50
0,3	9,2		1,2	2,5	1,1	3,6	0,7					
0,3	9,2		1,2	2,5	1,1	3,6	0,7	98,3	1,7	57,8	100	Кв-40, Пл-20, Кпш-40
0,1	1,7		Не обнаружено									
0,1	1,7		Не обнаружено					93,8	6,5	14,4	65	Кв-20, Пл-80
0,1	2,6	1,2	<0,1	1,3	<0,1	1,1	<0,1					
0,06	1,7	0,78	<0,06	0,84	<0,06	0,71	<0,06	90,6	9,4	9,6	235	Кв-50, Пл-40, Кпш-10
0,3	5,1	0,5	0,2	1,0	0,2	2,3	0,1					
0,7	12,0	1,2	0,47	2,4	0,47	5,4	0,24	78,1	21,9	3,57	70	Кв-50, Пл-50
0,2	8,9		1,0	3,6	0,6	7,6	0,2					
0,14	6,2		0,7	2,5	0,42	5,3	0,14	87,5	12,6	6,9	55	Кпш
0,4	10,3	1,7	0,1	0,3	Не обн.	0,2	Не обн.					
0,22	5,7	0,9	0,055	0,16		0,11	»	98,3	1,7	57,8	47	Кпш
0,2	1,7		Не обнаружено									
0,094	0,8		Не обнаружено									

ния данных исследований были основания предполагать высокое содержание лантаноидов в биотитах, так как в них под микроскопом часто наблюдаются плеохроичные дворики, образование которых, по мнению большинства исследователей, обусловлено тончайшими включениями радиоактивных аксессуарных минералов. Такими минералами в породах западной части Украинского щита являются монацит и циркон. Аксессуарный монацит содержит 50% редких земель. Однако содержание лантаноидов в биотите бердичевских гранитов, изобилующих плеохроичными двориками, самое низкое — 0,007%. Эти данные позволяют считать, что образование плеохроичных оболочек вызвано включениями

Таблица 76

редких земель в биотитах

редкоземельных элементов										ΣCe	ΣY	ΣCe ΣY	Среднее содержание ΣГР, е/т
Sm	Er + Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu				
2,5	2,4	0,2	7,4	1,5	0,9	2,1	0,1	1,4	0,1	86,6	13,4	6,46	20
0,5	0,48	0,04	1,48	0,3	0,18	0,42	0,02	0,28	0,02	68,8	31,2	2,2	45
3,7	3,6	0,3	16,7	3,5	0,8	2,8	0,3	7,0	0,1				
1,7	1,6	0,14	7,5	1,6	0,36	1,3	0,13	3,2	0,045	65,6	34,4	1,9	67
2,7	4,0	0,3	15,3	2,9	0,8	6,6	0,5	8,1	0,2				
1,8	2,7	0,2	10,0	1,95	0,54	4,45	0,34	5,46	0,13	95,4	4,8	19,9	138
3,2	1,7	0,1	2,3	0,9	0,1	0,5	0,1	0,8	0,1				
4,4	2,3	0,14	3,17	1,24	0,14	0,69	0,14	1,1	0,14	78,8	21,4	3,7	430
2,9	3,3	0,3	17,0	0,7	0,8	1,7	0,1	1,0	0,1				
12,4	14,1	1,3	73,0	3,0	3,43	7,3	0,43	4,3	0,43				

диркона, а не монацита. В биотитах житомирских гранитов содержание лантаноидов близко к кларковым, в биотитах пегматитов побужского комплекса — максимальное — 0,044%, а в биотитах гнейсов — минимальное — 0,02—0,04%.

Составы лантаноидов в биотитах бердичевских и житомирских гранитов существенно отличаются (рис. 24). Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ для первых составляет 1,9; для вторых — 19,9. Таким образом, общая тенденция, заключающаяся в увеличении количества редких земель иттриевой группы в калиевых полевых шпатах от житомирских к бердичевским гранитам, еще более четко выражена в биотитах этих двух типов гранитов.

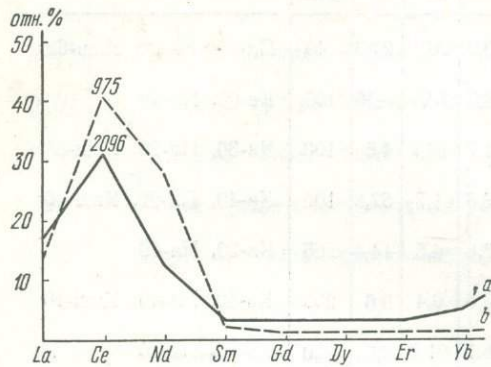


Рис. 24. Состав TR в биотитах бердичевского (a) и житомирского (b) гранита.

Мы располагаем также данными о составе лантаноидов в кордиерите, гиперстене, волластоните, силлиманите и роговой обманке (табл. 77). В кордиерите и силлиманите редкие земли находятся в количествах, значительно ниже

кларковых, состав TR существенно цериевый. Роговые обманки характеризуются комплексным составом редких земель, содержание элементов иттриевой группы в них изменяется от 38 до 52%. Есть основания полагать, что имеются роговые обманки, состав редких земель которых является существенно иттриевым. Подтверждение этому — тот факт, что в некоторых разновидностях амфиболовых гнейсов иттрий и тяжелые лантаноиды составляют более 60% всей суммы редких земель.

Содержание и состав редких земель в кордиерите,

Номер образца	Место отбора, порода	Минерал	Содержание ΣTR , %		Содержание ред			
			Весовой метод	Фотометрический метод	La	Ce	Pr	Nd
15/67	с. Кривошеинцы, пегматонный гранит	Кордиерит	0,005		19,0	32,3	4,9	15,5
2098	г. Литин, пегматит	Гиперстен	0,007	0,007	9,5	16,1	2,4	7,65
991 ^г	с. Сабаров, кристаллический мрамор	Волластонит	0,006	0,005	12,2	29,6	3,1	10,9
2099 ^а	с. Крутнев, гранато-биотитовый гнейс	Силлиманит	0,008	0,006	8,5	20,0	2,2	7,6
2/66	с. Юнашки, мигматит	Сфен	2,04		5,8	15,9	2,2	6,8
2098	с. Литин, пегматит	Ильменит	0,26	0,258	3,2	8,7	1,2	3,7
2077 ^б	с. Дзюньков, амфиболит	Роговая обманка	0,020		11,3	34,9	3,9	18,7
992 ^б	с. Тележинцы, гранодиорит	»	0,030		7,9	24,4	2,7	13,0
6769/1	р. Тетерев, амфиболит	»	0,012		9,1	26,8	3,5	18,9
					1856	5467	714	3855
					10,0	47,7	11,2	27,3
					250	1230	290	707
					2,9	18,3	2,3	25,5
					5,8	36,6	4,6	51,0
					2,5	12,9	2,0	16,0
					7,5	38,7	6,0	48,0
					6,7	19,2	2,8	14,4
					8,0	23,0	3,4	18,0

В волластоните содержание редких земель также значительно ниже кларковых — 0,005%. В составе TR четко намечается два максимума: один отвечает иттрию, другой — церию. Волластонит из всех породообразующих минералов больше всего обогащен тяжелыми лантаноидами. Суммарное содержание иттриевых земель составляет 63,5%, отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ равно 0,57.

В гиперстене, как и волластоните, TR обнаружены в количествах ниже кларковых. Состав редких земель комплексный, четко намечается два максимума — цериевый и иттриевый (рис. 25). Но, в отличие от состава TR волластонита, в пироксене церий преобладает над иттрием. Низкие содержания редких земель в пироксенах щелочных пород трех районов Советского Союза отмечает Е. И. Семенов (1963). В пироксенах щелочных ультраосновных пород, по его данным, состав TR существенно цериевый, а в пироксенах щелочных сиенитов — иттриевый.

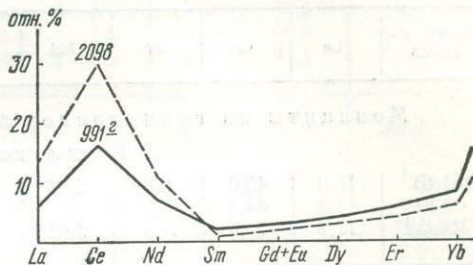


Рис. 25. Состав TR в волластоните (991г) и гиперстене (2098).

Акцессорные минералы представлены монацитом, цирконом, апатитом, гранатом, ильменитом и сфеном.

Е. И. Семенов (1963) приводит средний состав редких земель монацита по 70 образцам — $\text{La}_{24}\text{Ce}_{44,8}\text{Pr}_{5,2}\text{Nd}_{18,8}\text{Sm}_{3,9}\text{Gd}_{2,0}\text{Y}_{1,0}$, который близок к составу TR монацита, приведенного Мурата (Murata, 1959).

Монацит из гранитов, пегматитов и гнейсов западной части Украинского щита характеризуется следующим средним составом редких земель по 37 образцам: $\text{La}_{19,44}\text{Ce}_{46,52}\text{Pr}_{5,69}\text{Nd}_{21,27}\text{Sm}_{3,09}\text{Gd}_{1,79}\text{Y}_{2,17}$. Средний состав редких земель монацита из кристаллических пород западной

гиперстене, волластоните, ильмените и роговой обманке

Таблица 77

Коземельных элементов										ΣCe	ΣY	$\frac{\Sigma\text{Ce}}{\Sigma\text{Y}}$	Среднее содержание ΣTR , г/тн
Sm	Er + Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu				
9,1	6,0	0,3	10,3	1,8	0,1	0,6	<0,1	0,4	<0,1	86,9	13,4	6,48	50
4,55	3,0	0,15	5,1	0,9	0,05	0,3	<0,05	0,2	<0,05	59,8	40,2	1,49	70
1,4	2,1	0,5	23,7	3,9	1,4	3,8	0,5	5,7	1,2	36,5	63,5	0,57	55
0,98	1,5	0,35	17,0	2,7	0,98	2,7	0,35	4,0	0,84	76,7	23,3	3,29	70
2,1	3,2	0,5	40,1	3,5	1,5	6,0	1,8	9,4	1,2	66,9	33,1	2,02	20 400
1,1	1,7	0,27	22,0	1,9	0,82	3,3	0,99	5,2	0,66	99,1	0,9	110,1	2590
3,6	4,0	0,3	12,6	2,3	1,0	3,5	0,7	2,7	0,5	61,9	38,1	1,62	200
2,5	2,8	0,2	8,8	1,6	0,7	2,5	0,5	1,9	0,35	47,4	52,6	0,9	300
3,9	4,2	0,5	23,5	3,1	0,6	2,4	0,4	2,6	0,5	54,5	45,5	1,88	120
795	856	102	4794	632	122,0	489	81	530	102				
1,8	1,0	0,1	0,9	23,3	Не обнаружено								
46	26	2,6								61,9	38,1	1,62	200
5,7	7,0	0,2	23,1	1,8	0,9	2,7	1,5	6,5	1,6	47,4	52,6	0,9	300
11,4	14	0,4	46,2	3,6	1,8	5,4	3,0	13,0	3,2	54,5	45,5	1,88	120
5,4	8,0	0,6	35,2	4,3	1,2	4,3	1,4	5,3	0,9				
16,2	24,0	0,18	105	12,9	3,6	12,9	4,2	15,9	2,7				
4,3	6,6	0,5	30,9	5,6	1,0	4,0	0,7	2,6	0,7				
5,2	7,9	0,6	37	6,7	1,2	4,8	0,8	3,1	0,8				

части Украинского щита обладает низким содержанием лантана, что компенсируется несколько повышенными количествами неодима и иттрия.

Монациты из гранитоидов отдельных комплексов отличаются между собой составом TR (табл. 78).

Таблица 78

Состав редких земель в монацитах, %

Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu + Gd	Y + Dy	ΣCe	ΣCe/Y
Монациты из гранитоидов бердичевского комплекса									
Бердичевские граниты									
51/61	15,0	45,0	8,0	25,2	3,8	2,0	1,0	99,0	99,0
536	11,8	44,9	6,7	25,8	4,3	2,7	3,8	96,2	25,3
105/59	17,9	45,6	5,5	22,2	4,2	2,2	2,4	97,6	40,7
Среднее	14,9	45,2	6,7	24,4	4,1	2,3	2,4	97,6	55,0
Сингенетические пегматоидные граниты									
15/60	20,5	46,3	4,9	21,5	3,5	2,1	1,2	98,8	82,3
7/60	18,5	45,2	7,5	22,5	2,8	1,5	2,0	98,0	49,0
14/60	16,8	50,1	6,6	21,1	2,8	1,7	0,9	99,1	110,0
6/60	20,2	47,8	5,1	21,4	2,9	1,1	1,5	98,5	65,7
9/60	17,7	50,9	4,9	20,1	3,2	2,0	1,2	98,8	82,3
16/60	22,0	46,4	4,4	20,3	3,5	2,3	1,1	98,9	89,9
Среднее	19,2	47,7	5,56	21,15	3,12	1,78	1,32	98,68	63,36
Плагииграниты									
40/61	19,8	45,2	5,1	19,4	3,4	2,3	4,8	95,2	19,8
Монациты из гранитов и пегматитов побужского комплекса									
Пегматиты жильные									
1/60	17,9	46,4	5,4	25,8	3,3	0,9	0,3	99,7	332,3
106/59	20,0	48,8	4,6	21,1	2,9	1,3	1,4	98,6	70,4
48/61	16,7	42,8	6,7	25,1	4,8	2,3	1,6	98,4	61,5
50/61	15,6	38,8	9,9	27,8	4,4	2,0	1,5	98,5	65,7
2/60	20,2	48,1	4,6	21,2	3,2	2,0	0,7	99,3	141,8
Среднее	18,08	44,98	6,24	24,2	3,72	1,7	1,1	98,9	134,34
Чарнокиты пегматоидные									
108/59	24,6	49,4	5,1	16,4	2,2	1,2	1,1	98,9	89,9
Пегматиты, метасоматически измененные									
12/60	12,3	45,5	6,2	27,9	4,9	2,2	1,0	99,0	99,0
112	25,4	42,8	5,2	21,9	2,6	1,4	0,7	99,3	141,8
11/60	18,3	47,1	5,7	22,6	3,5	2,3	0,5	99,5	199,0
201/63	21,8	47,6	5,0	20,1	2,8	1,4	1,3	98,7	75,9
5/60	19,0	47,6	5,4	22,7	3,0	1,8	0,5	99,5	199,0
Среднее	19,36	46,12	5,5	23,04	3,36	1,82	0,8	99,2	142,9

Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu + Gd	Y + Dy	ΣCe	Σ $\frac{Ce}{Y}$
Аплито-пегматоидные граниты									
941	19,4	46,9	5,7	22,1	2,4	1,7	1,8	98,2	54,6
2657 ^ш	20,3	49,8	2,9	18,7	2,4	1,6	4,3	95,7	22,3
101/62	24,2	52,6	3,0	15,7	1,4	0,7	2,4	97,6	40,7
2657 ^л	22,0	47,8	4,2	18,7	2,2	1,6	3,5	96,5	27,6
3558	13,9	45,5	5,6	26,2	4,4	2,5	1,9	98,1	51,6
Среднее	19,96	48,52	4,28	20,28	2,56	1,62	2,78	97,22	39,36
Гранатовые граниты									
54/61	17,5	47,9	8,4	21,6	2,3	1,0	1,3	98,7	75,9
Монациты из пегматитов и гранитов кировоградско-житомирского комплекса									
Житомирские граниты									
109/62	25,2	46,3	4,0	16,4	2,5	1,3	4,3	95,7	22,3
42/61	18,4	47,0	6,4	19,4	2,5	1,5	4,8	95,2	19,83
43/61	20,3	44,2	6,2	21,8	4,1	2,3	1,1	98,9	89,9
Среднее	21,3	45,83	5,53	19,2	3,03	1,7	3,4	96,6	44,01
Коростышевские граниты									
46/61	18,8	46,9	4,0	22,1	3,1	2,2	2,9	97,1	33,48
Аплито-пегматоидные граниты									
111/59	22,5	46,6	3,8	17,8	2,1	2,0	5,2	94,8	18,2
107/62	29,9	45,8	7,3	13,9	1,0	0,5	1,1	98,9	89,9
102/62	20,9	45,0	7,2	15,5	3,1	2,2	6,4	93,6	14,6
Среднее	24,33	45,8	6,1	15,73	2,07	1,57	4,23	95,7	40,9
Пегматиты житомирских гранитов									
110/62	23,7	45,2	4,6	16,4	2,8	2,2	5,1	94,9	18,6
Монациты из гранато-биотитовых гнейсов									
2099 ^а	15,8	42,3	7,7	26,1	3,6	2,5	2,0	98,0	49,0
2100	14,8	49,3	7,2	22,5	2,6	1,8	1,8	98,2	54,56
Среднее	15,3 19,44	45,8 46,52	7,45 5,69	24,3 21,27	3,1 3,09	2,15 1,79	1,9 2,17	98,1 97,82	51,78

Для монацитов из житомирских и коростышевских гранитов характерны несколько повышенные содержания иттрия и гадолиния при заметно пониженном количестве церия. Содержание неодима в монацитах этих пород постоянно: 14—21%. То же самое наблюдается и в количественных содержаниях лантана. В целом содержание этих двух элементов подчинено обратно пропорциональной зависимости. Устанавливается линейная корреляция между содержанием лантана и тяжелых лантановидов — неодима, самария и гадолиния (рис. 26). Уравнение прямой $Nd = 36 - 0,78La$.

Состав редких земель в монацитах гранитов и гнейсов западной части Украинского щита
(по литературным данным)

Место отбора, порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Автор
с. Сабаров, гранит	26,7	46,2	5,2	17,8	2,5	1,6						Э. Е. Вайнштейн и др. (1956)
с. Жежелев, гранит	21,9	41,7	6,1	21,9	5,1	3,3						
с. Острополь, пегматит	26,2	47,0	4,7	18,1	2,5	1,5						
Винницкая обл., гранит	23,6	43,3	5,3	19,7	5,1	3,0						
Житомирская обл., гранит	21,9	41,7	6,1	21,9	5,1	3,3						
Винницкая обл., пегматит	23,7	45,3	5,5	19,7	3,8	2,0						
Житомирская обл., р. Гнилопять, пегматит	22,4	42,4	5,6	22,4	4,9	2,3						
Бассейн р. Гнилопяти, биотитовый гнейс	24,1	35,0	9,0	25,4	2,3	3,33	0,5	Нет свед.	0,12	0,25	4,0	М. Н. Ивантишин и др. (1965)
То же	21,6	39,3	8,4	26,0	2,1	2,35	0,25	Нет свед.		—	2,16	
» »	21,4	36,6	7,4	29,6	1,55	2,34	0,58	Нет свед.	0,16	0,32	2,8	
» »	23,6	40,5	8,9	21,6	2,05	3,07	0,28	Нет свед.		—	1,07	
» »	25,8	37,2	10,2	21,7	1,9	2,8	0,4	» »		—	1,78	
» »	26,0	41,8	8,4	19,6	2,35	1,63	0,22	» »		—	1,33	
» »	26,5	40,0	10,7	18,8	1,5	2,25	0,25	» »		—	0,75	
Бассейн р. Случи, гранато-биотитовый гнейс	23,2	41,4	10,0	19,1	1,9	4,00	0,4	» »		—	2,24	

Монациты аплито-пегматоидных гранитов побужского комплекса отличаются повышенным содержанием церия — от 46 до 53%. Такой же особенностью обладают и полевые шпаты из гранитов и пегматитов этой формации (табл. 75), что подчеркивает общность состава редких земель в породообразующих и акцессорных минералах, образовавшихся в одинаковой геологической обстановке.

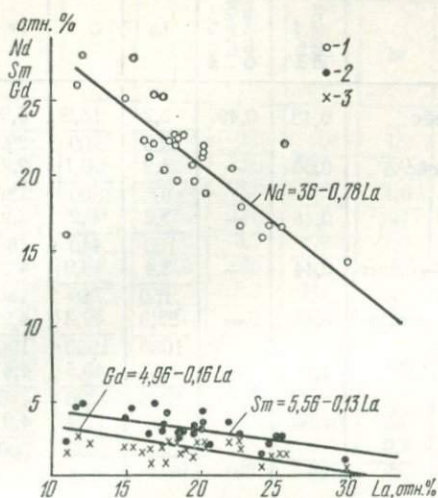


Рис. 26. Линейная корреляция между содержанием лантана и тяжелых лантаноидов: неодима (1), самария (2) и гадолиния (3).

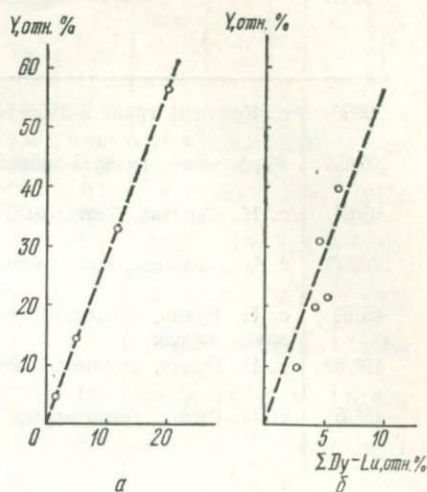


Рис. 27. Прямая корреляция между содержанием иттрия и тяжелых лантаноидов в апатитах из гнейсов (а) и гранитов (б).

Из приведенных анализов (табл. 78, 79) четко устанавливается сходство состава редких земель в монацитах бердичевских гранитов и гранато-биотитовых гнейсов. Характерная особенность состава редких земель в монаците из этих пород заключается в том, что количественные содержания неодима в нем заметно выше лантана. Эта отличительная черта состава редких земель в монацитах из гнейсов наблюдается и в других регионах. Так, по данным Э. Е. Вайнштейна (1956), в составе TR монацитов из кордиеритовых гнейсов Сибири неодима больше, чем лантана. Гранато-биотитовые гнейсы с кордиеритом и бердичевские граниты в западной части Украинского щита пространственно тесно связаны. Полученные данные о составе редких земель монацитов из гнейсов и бердичевских гранитов, преобладание неодима над лантаном свидетельствуют и о близкой генетической связи этих пород, образовавшихся в условиях высокотемпературного метаморфизма и гранитизации.

Повышение содержания неодима в цериевых минералах высокотемпературных «месторождений габброидного и гранитного рядов» отмечает Е. И. Семенов (1963).

Содержание редких земель в цирконах изменяется от 0,2 до 1,64%. Причем максимальное их количество характерно для измененных цирконов, а минимальное — для цирконов хорошей сохранности.

Намечается обратная зависимость между содержанием TR и ZrO_2 в цирконах. Максимальное количество редких земель установлено в метамиктно-измененном цирконе с минимальным содержанием ZrO_2 — 57,1%, минимальное — в цирконе с самым высоким содержанием ZrO_2 — 66,32%. Прямая зависимость наблюдается в отношении содержания редких земель и воды в цирконах. Измененный циркон с максимальными количествами редких земель (3/60) содержит более 7% воды.

Мы располагаем лишь одним анализом редких земель в цирконе

Номер образца	Место отбора, порода	Содержание ΣTR, %		Содержание ред			
		Весовой метод	Фотомер-рический метод	La	Ce	Pr	Nd
2099 ^a	с. Крутнев, гранато-биотитовый гнейс	0,48	0,49	5,2	18,6	5,9	29,5
202/63	Коростышев, гранато-биотитовый гнейс	0,56	—	250	900	290	1430
46/61	с. Н. Синявка, биотитовый гнейс	0,48	—	1,2	16,1	2,2	23,7
203/63	с. Куманьковцы, гранато-биотитовый гранит	0,44	—	67	900	120	1330
45/61	с. Н. Рудня, пироксено-гранато-плагиокла- зовая порода	0,46	—	3,2	9,2	3,2	17,0
46 ^a /61	с. Н. Рудня, кварцевый монзонит	1,06	—	150	440	150	810
45 ^a /61	с. Н. Рудня, гранодиорит	0,68	—	3,4	16,9	4,2	25,0
				150	740	180	1100
				22,3	42,3	4,2	15,5
				1030	1950	190	710
				12,7	40,5	4,4	21,8
				1350	4290	470	2310
				5,6	29,4	4,5	28,0
				380	2000	300	1900

из пегматитов: $La_{9,7}Ce_{28,5}Pr_{3,6}Nd_{14,1}Sm_{3,3}(Eu + Gd)_{2,6}Tb_{0,3}Y_{24,2}Dy_{2,1}Ho_{0,9}Er_{3,8}Tm_{0,7}Yb_{4,6}Lu_{1,6}$. В настоящее время по Украинскому шкиту опубликовано около 20 анализов состава редких земель в цирксонах из двух районов — Пержанского и Приднепровского (Орса, Елисева, 1967). Состав редких земель в цирксонах из гранитов и гнейсов описанных районов существенно иттриевый.

Апатит — наиболее распространенный аксессуарный минерал. Он встречается среди гнейсов и гранитов. Содержание редких земель в апатитах из пород изученной площади не превышает 1,0%. Максимальные количества редких земель установлены в апатитах из гранодиоритов и монзонитов, а минимальные — в апатитах гранитов и пегматитов.

Преимущественно цериевые редкие земли характерны для апатита кристаллических сланцев, в составе которых большую роль играют гранат и пироксен. Значительное количество иттриевых редких земель наблюдается в апатитах биотитовых гнейсов (табл. 80). Состав редких земель апатита из гранитов более постоянный, $\Sigma Ce/\Sigma Y$ изменяется от 1,78 до 2,75. Ведущее место в составе редких земель апатитов из гранитов принадлежит промежуточным лантаноидам — Nd, Sm, Gd, суммарное содержание которых достигает 45%. Устанавливается прямая зависимость между содержанием тяжелых лантаноидов (Dy + Lu) и иттрием (рис. 27). Причем в первых при одинаковом или близком содержании иттрия в апатитах из гранитов и гнейсов, как правило, количество тяжелых лантаноидов в два раза меньше по сравнению с последними.

В апатитах кристаллических сланцев и гнейсов намечается высокая селективность лантаноидов с одним четким максимумом, тогда как в апатите гранитов проявлены два максимума — ниодимовый и иттриевый (рис. 28).

Выявленные особенности распределения редких земель в апатитах из гнейсов и гранитов характерны не только для западной, но и центральной части щита. Так, в Среднем Приднепровье апатиты с селективно цериевым составом редкоземельных элементов приурочены к

земель в апатитах

иоземельных элементов										ΣCe	ΣY	ΣCe Y	Среднее содержание ΣTR, ε/т
Sm	Eu + Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu				
6,7	12,9	0,4	15,3	2,5	0,4	1,2	0,3	1,0	0,1	79,8	20,8	3,807	4850
320	630	19	740	120	19	58	15	48	4,8	64,3	35,7	1,78	5600
9,9	10,6	0,6	31,6	3,0	<0,1	1,0	<0,1	<0,1	0,1	54,7	45,3	1,20	4800
550	590	33	1770	170	6	56	6	5	5	73,3	26,7	2,75	4400
10,1	11,3	0,7	39,8	3,7	<0,1	1,0	<0,1	0,8	0,1	97,0	3,0	32,33	4600
480	540	33	1910	180	5	48	5	38	5	87,0	13,0	6,69	10 600
10,4	12,7	0,7	21,5	5,0	He	0,1	He	0,1	He	80,1	20,0	4,0	6800
460	560	31	940	220	обн.	4,4	обн.	4,4	обн.				
6,2	6,4	0,1		3,0									
280	290	5		140									
4,1	3,3	0,2	10,1	2,0	<0,1	0,9	<0,1	<0,1	He				
430	350	21	1070	210	<10	95	1	10	обн.				
6,0	6,3	0,3	15,2	2,3	0,7	0,8	<0,1	0,9	0,1				
400	430	20	1030	160	47	54	7	61	7				

амфиболитам, обогащенные же иттрием апатиты свойственны биотито-плагиоклазовым гнейсам, а комплексный состав редких земель характерен для апатитов гранитов (Орса, 1967).

Гранат широко распространен в кристаллических породах западной части Украинского щита. В одних разновидностях пород он является аксессуарным, в других — порообразующим минералом. Гранаты из гнейсов и гранитов содержат одинаковые количества редких земель, что обусловлено близким химическим составом гранитов. Лишь для гранатов из пегматитов и пегматоидных гранитов побужского комплекса ха-

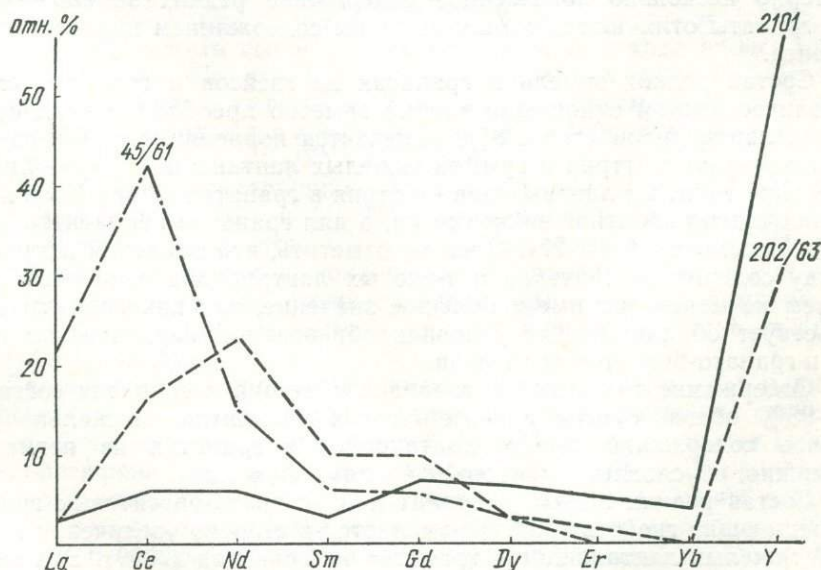


Рис. 28. Состав редких земель в апатитах из пироксено-гранато-плагиоклазовых сланцев (45/61), коростышевских гранитов (202/63) и биотитовых гнейсов (2101).

Номер образца	Место отбора, порода	Навеска, г	Содержание, ΣTR, %		Содержание редко			
			Весовой метод	Фотомер-рический метод	La	Ce	Pr	Nd
2099 ^a	с. Крутнев, гранато-биотитовый гнейс	20,0	0,034	0,035	2,6	5,2	1,0	3,9
					8,9	18,0	3,4	13,0
2096	с. Жежелев, бердичевский гранит	20,0	0,037	0,035	0,8	2,8	0,3	1,2
					2,9	10,0	1,0	4,3
2099	с. Крутнев, гранато-биотитовый гранит	20,0	0,028	0,026	1,0	2,5	0,3	1,5
					2,7	6,7	0,81	4,1
2100	с. Жежелев, гранато-биотитовый гнейс	20,0	0,040	0,039	2,4	5,5	0,8	2,8
					9,5	22,0	3,2	11,0
12/60	с. Николаевка, гранит	1,0	0,05	0,03	0,5	0,8	0,1	1,2
					2,4	3,2	0,4	4,8
3	г. Хмельник, аплито-пегматоидный гранит	1,0	0,06	0,04	1,5	4,4	0,5	8,0
					7,5	22,0	2,5	40,0
6/60	с. Супрунов, пегматит	1,0	0,08	0,07	0,6	0,8	0,1	2,0
					4,5	6,0	0,7	15,0
515 ^a	р. Глубочек, гранато-биотитовый гнейс	1,0	0,11	0,09	0,5	1,2	0,6	0,9
					5,0	12,0	6,0	9,0
515	р. Глубочек, пегматоидный гранит	1,0	0,10	0,09	4,7	17,3	2,8	8,9
					44,6	166,0	26,6	84,5
109/59	с. Райки, бердичевский гранит	1,0	0,08	0,07	0,4	1,0	0,3	0,8
					3,0	7,5	2,2	6,0
5/60	с. Бруслинов, пегматит	1,0	0,13	0,09	7,4	24,2	2,8	16,7
					81,0	266,0	30,8	183,0
980/64	г. Мирополь, бердичевский гранит	2,0	0,045	0,080	2,2	4,0	1,6	6,7
					8,2	15,0	6,0	25,0

рактрно несколько повышенное содержание редких земель — 0,11%. Эти гранаты отличаются самым высоким содержанием пиропового компонента.

Состав редких земель в гранатах из гнейсов и гранитов сходен. В количественном отношении иттрий заметно преобладает над суммой легких лантаноидов (табл. 81), намечается корреляционная связь между содержанием иттрия и суммой тяжелых лантаноидов (Dy + Lu). Содержание тяжелых лантаноидов и иттрия в гранатах из гранитов и гнейсов подчинено обратной зависимости, а для гранатов пегматитов — прямой зависимости (рис. 29). Следует отметить, что обратная корреляция между содержанием иттрия и тяжелых лантаноидов выражена слабо, но тем не менее она имеет большое значение, так как еще раз свидетельствует об одинаковых условиях образования бердичевских гранитов и гранато-биотитовых гнейсов.

Содержание тяжелых лантаноидов и иттрия в гранатах составляет 77—93% общей суммы редкоземельных элементов. Несколько повышенное содержание легких лантаноидов в гранатах из пегматитов, возможно, обусловлено микровключениями монацита.

Состав редких земель в гранатах из гранато-биотитовых гранитов и вмещающих гнейсов (2099^a) изменяется в сторону увеличения количества тяжелых лантаноидов в гранатах из гранитов (2099). Эта тенденция отчетливо намечается при сравнении состава редких земель в валовых пробах из гранитов и вмещающих гранато-биотитовых гнейсов. Учитывая то обстоятельство, что суммарное количество редких земель

земель в гранатах

земельных элементов										ΣCe	ΣY	ΣCe/Y	Среднее содержание ΣTR, %
Sm	Eu + Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu				
1,1	4,5	0,9	60,1	5,0	1,8	5,9	0,8	6,5	0,7	19,2	80,8	0,2376	345
3,8	15,0	3,1	210,0	17,0	6,2	20,0	2,7	22,0	2,4	8,6	91,4	0,094	360
0,6	1,9	1,0	63,2	6,3	1,9	7,9	1,6	9,4	1,1				
2,2	6,8	3,6	227,0	23,0	6,8	28,0	5,8	34,0	3,9	9,5	90,5	0,1	270
1,0	2,3	0,9	61,3	5,9	1,9	7,4	1,2	11,2	1,6				
2,7	6,2	2,4	165,0	15,9	5,1	20,0	3,2	30,0	4,3	17,2	82,8	0,208	395
1,8	3,0	0,9	60,5	5,8	2,2	4,9	1,5	6,9	1,0				
7,1	12,0	3,6	239,0	23,0	8,7	19,0	5,9	27,0	3,9	11,2	88,8	0,13	400
3,0	5,0	0,6		57,7	<0,1	12,0	<0,1	19,1	<0,1				
12,0	20,0	2,4		230,0	<0,4	48,0	<0,4	76,0	<0,4	22,9	77,4	0,295	500
3,0	4,4	1,1	67,8	7,8	<0,1	0,5	<0,1	1,0	<0,1				
15,0	22,0	5,5	340,0	39,0	<0,5	2,5	<0,5	5,0	<0,5	10,4	89,6	0,12	750
2,5	3,7	0,7		52,0	2,2	13,8	1,6	19,5	0,5				
18,7	27,7	5,2		390,0	16,5	103,5	12,0	146,0	3,7	6,6	93,4	0,07	1000
0,5	2,0	0,9	55,4	5,1	3,8	6,6	3,1	15,9	3,5				
5,0	20,0	9,0	554,0	51,0	38,0	66,0	31,0	159,0	35,0	38,1	61,9	0,62	950
1,2	2,7	0,3	34,5	5,2	3,6	8,2	1,7	6,5	2,2				
11,0	26,0	2,8	328,0	49,0	34,0	78,0	16,0	62,0	21,0	7,8	92,2	0,08	750
1,8	2,5	1,0	65,6	5,2	0,9	7,5	0,7	11,3	1,0				
13,5	18,7	7,5	492,0	39,0	6,7	56,0	5,2	85,0	7,5	60,8	39,2	1,55	1100
4,2	5,0	0,5	22,5	5,8	1,1	3,1	<0,1	6,7	<0,1				
46,0	55,0	5,5	247,0	63,8	12,0	34,0	<1,1	73,7	<1,1	22,3	77,7	0,29	375
3,2	3,7	0,9	52,6	5,3	0,1	1,2	0,1	18,6	0,1				
12,0	13,8	3,4	197,0	19,8	0,3	4,5	0,4	69,7	0,4				

в гранате из гранитов уменьшается, а содержание тяжелых лантаноидов увеличивается, отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ изменяется от 0,24 до 0,1, можно предположить вынос легких лантаноидов в ходе процессов гранитообразования. Но это характерно только для гранато-биотитовых гранитов и вмещающих гнейсов. В гранатах из пегматитов в больших количествах наблюдаются легкие лантаноиды (табл. 81); для них характерны такие значения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$: 0,62—1,55.

Максимальное содержание лантана и церия установлено в гранатах пегматитов $81 \cdot 10^{-4}$ и $44 \cdot 10^{-4}$, минимальное — в гранатах из гранато-биотитовых гранитов побужского комплекса — $2,9 \cdot 10^{-4}$ и $5 \cdot 10^{-4}\%$. В незначительных количествах в гранатах, в отличие от апатитов, обнаружены промежуточные лантаноиды — неодим, самарий и гадолиний. Содержание их обычно на один или два порядка ниже, чем у иттрия (табл. 81).

Единичные анализы состава редких земель выполнены в ильмените и сфене (см. табл. 77). Состав редких земель в ильмените селективно цериевый, содержание суммы TR — 0,26%. Ильменит выделен из пегматита, обогащенного редкими землями цериевой группы. Все породообразующие и акцессорные минералы, в том числе и ильменит, входящие в состав пегматитов, отличаются повышенным содержанием легких лантаноидов. В гиперстене и сфене редкие земли цериевой группы преобладают над иттриевой.

Главнейшие особенности распределения редких земель в породообразующих и акцессорных минералах сводятся к следующему.

Состав редких земель в породообразующих минералах чаще всего комплексный. Наиболее постоянен состав редких земель в плагиоклазах, где отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ находятся в пределах 4—14, тогда как в калиевых полевых шпатах — 4,5—60. Причем тяжелыми редкими землями обогащены калиевые полевые шпаты из гнейсов, а легкими — из пегматитов.

Слюды по сравнению с полевыми шпатами обогащены редкими землями иттриевой группы. В биотитах из гнейсов и бердичевских гранитов тяжелых лантаноидов значительно больше, чем в биотитах житомирских гранитов.

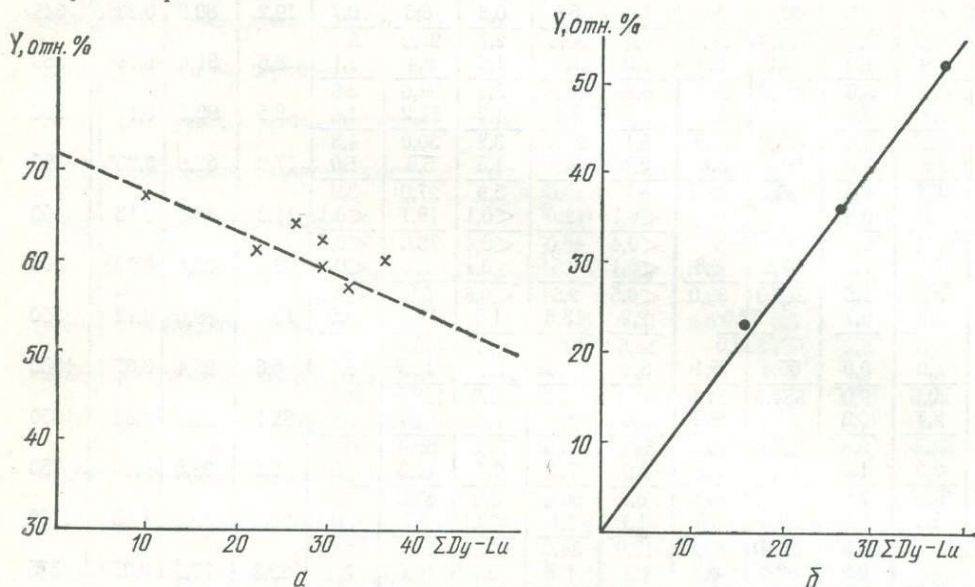


Рис. 29. Зависимость между содержанием иттрия и тяжелых лантаноидов в гранатах из гнейсов и гранитов (а), пегматоидных гранитов и пегматитов (б).

В гиперстене и волластоните редкие земли обнаружены в количествах ниже кларковых, в составе их преобладают тяжелые лантаноиды; четко также выражен и цериевый максимум.

По составу редких земель монациты из бердичевских гранитов и гранито-биотитовых гнейсов очень сходны между собой и существенно отличаются от монацитов из гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов.

Сходство состава редких земель в монацитах из бердичевских гранитов и вмещающих гнейсов выражено в преобладании неодима над лантаном.

Состав редких земель в апатите изменяется от иттриевого до существенно цериевого. Причем последний характерен для апатитов кристаллических сланцев основного состава, а тяжелые лантаноиды концентрируются в апатите гранитов и пегматитов.

Гранат является минералом — концентратором иттрия и тяжелых лантаноидов независимо от того, с какими породами он генетически связан. На иттрий в гранате приходится более половины суммы редких земель. Устанавливается два типа корреляционной связи между содержанием иттрия и тяжелыми лантаноидами: один из них характерен для граната из гнейсов и бердичевских гранитов, другой — для гранатов из пегматитов.

СОДЕРЖАНИЕ И СОСТАВ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В ГНЕЙСАХ И ГРАНИТАХ

В настоящее время опубликовано мало литературных данных о составе и характере распределения лантаноидов в гнейсах и гранитах докембрийского возраста. К. А. Власов и др. (1966) отмечают, что геохимия редких земель при процессах метаморфизма почти не изучена. В литературе имеются сведения лишь о том, что в гнейсах и кристаллических сланцах отдельных регионов обнаружены монацит, ортит, апатит и сфен. Монацит связан с биотитовыми и кордиеритовыми гнейсами (Вайнштейн, 1956; Murata, 1959), ортит и сфен — с пироксеновыми гнейсами (Сердюченко, 1961). Наличие монацита в глиноземистых гнейсах Украинского щита отмечает М. Н. Ивантишин (1965). О составе и распределении редких земель в породах докембрия, не содержащих собственно редкоземельных минералов, существуют лишь отрывочные данные. По единичным анализам (Тугаринов, 1960) сланцы и гнейсы ингулецкой и криворожской серий содержат редкие земли в количествах выше кларковых, тяжелые лантаноиды в этих породах совершенно не обнаружены.

В лептитах, гранулитах и глиноземистых сланцах Южной Лапландии (Sahama, 1939) содержания редких земель близки к кларковым, в составе их преобладают легкие лантаноиды, но в значительном количестве отмечены и редкие земли иттриевой группы — отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ колеблется в пределах 3,2—7,3.

По данным Ю. А. Балашова (1966), породы докембрийских формаций Приимандровского района, в состав которых входят железисто-кремнистые породы и метабазиты, обогащены тяжелыми лантаноидами. Распределение редкоземельных элементов в железистых кварцитах определяется соотношением рудных и темноцветных породообразующих минералов. В магнетите, гематите и железистых кварцитах преобладают легкие, а в амфиболитах — тяжелые лантаноиды.

В гнейсах и метабазитах западной части Украинского щита собственно редкоземельные минералы встречаются редко, а главная масса лантаноидов рассеивается в кристаллических решетках породообразующих минералов.

Акцессорный монацит встречен только в двух разновидностях гнейсов — биотитовых и гранато-биотитовых. Но даже в монацитсодержащих гнейсах значительная часть редкоземельных элементов рассеяна в породообразующих минералах. В результате проведенных исследований получены интересные данные о составе лантаноидов в главных разновидностях кристаллических пород западной части Украинского щита — амфиболитах, биотитовых, гранато-биотитовых, гранато-пироксеновых гнейсах, гранитах и пегматитах отдельных комплексов.

Амфиболиты. Содержание редкоземельных элементов в амфиболитах отвечает кларковым — в пределах 0,005—0,018% (табл. 82). Распределение лантаноидов обусловлено минеральным составом и генетическими особенностями пород.

Амфиболиты сходного минерального состава в пределах одного района характеризуются одинаковыми величинами $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$. Резко отличающиеся минеральным составом амфиболиты имеют и различные соотношения между тяжелыми и легкими лантаноидами. Случается, что амфиболиты сходного минерального состава, но из различных районов четко отличаются составом редких земель. Так, амфиболиты истоков р. Роси обогащены редкими землями цериевой группы. Для них характерны самые высокие отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, по сравнению с составом редких земель из амфиболитов, развитых в бассейне р. Тетерева (тетеревская серия).

Номер образца	Место отбора	Содержание ΣTR, %		Содержание редкоземельных										
		Весовой метод	Фотометрический метод	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er
600	р. Згар	0,014	0,013	7,4	19,2	2,2	14,0	4,9	6,4	0,9	22,7	5,9	2,6	5,7
				9,9	26,0	2,97	19,0	6,6	8,6	1,2	30,6	7,96	3,5	7,7
6310/1	р. Рось	0,007	0,0054	2,0	9,0	1,8	11,3	3,7	5,6	1,1	38,4	4,4	3,5	6,1
				1,2	5,6	1,1	7,0	2,3	3,5	0,68	24,0	2,7	2,2	3,8
992	с. Тележинцы	0,018	0,0185	6,6	19,7	4,1	18,0	5,7	6,3	0,7	19,1	5,9	2,5	5,4
				12,0	35,8	7,5	32,8	10,0	11,4	1,3	35,0	11,0	4,5	9,8
1003	с. Юнашки	0,0097	0,0088	13,2	27,9	4,1	18,0	5,1	5,5	0,4	16,5	3,5	1,6	2,0
				11,9	25,1	3,7	16,2	4,6	4,9	0,36	14,8	3,2	1,4	1,8
1007	с. Щербаки	0,017	0,016	15,8	32,7	3,3	19,3	4,0	5,0	0,3	13,4	2,9	0,7	1,1
				26,0	54,0	5,4	31,9	6,6	8,2	0,49	22,1	4,8	1,2	1,8
2028Г	с. Троща	0,018	0,012	14,0	28,5	4,0	18,9	4,1	5,0	0,4	16,2	3,0	1,2	2,1
				17,5	35,6	5,0	23,6	5,1	6,3	0,5	20,2	3,7	1,5	2,6
992 ^a	с. Тележинцы, микроклинизированный амфиболит	0,0045	0,005	15,3	39,5	5,6	26,5	4,8	4,5	0,1	3,7			He
				7,3	18,7	2,7	12,6	2,3	2,1	0,05	1,8			
967 ^д	То же	0,020	0,017	16,2	29,2	4,3	16,5	4,6	4,1	0,3	11,3	3,7	1,3	2,2
				30,0	54,0	7,95	30,5	8,5	7,6	0,55	20,9	6,8	2,4	4,0

На рис. 30 представлены составы TR гнейсов и амфиболитов, резко отличающихся между собой минеральным составом и, соответственно, соотношением тяжелых и легких лантаноидов. Цериевый максимум приходится на амфиболит, состоящий из 85% амфибола и 15% основного плагиоклаза; ΣCe/ΣY — около 3. Иттриевый максимум отвечает гнейсу, содержащему наряду с плагиоклазом амфибол и сфен. Гранатовые амфиболиты характеризуются промежуточным составом лантаноидов — ΣCe/ΣY равно 1,22 (табл. 82). В целом для амфиболитов величина отношения ΣCe/ΣY изменяется от 0,5 до 4,1, среднее значение составляет 1,58. Лишь в гранитизированных амфиболитах

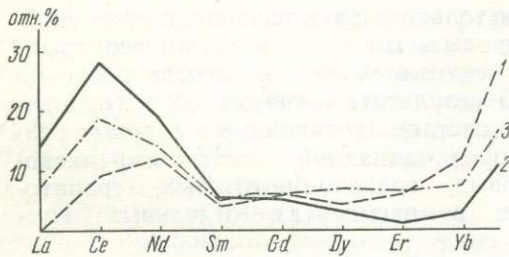


Рис. 30. Изменение состава TR в гнейсах и амфиболитах:

1 — гнейс — Пл — 30%, Ам — 40%, Кв — 28%, Сф, рудн. — 2% (6810/1); 2 — амфиболит — Пл — 15%, Ам — 85% (2028Г); 3 — амфиболит — Пл — 28%, Ам — 35%, Гр — 25%, Кв — 7%, Эп, рудн. — 5% (600).

(992^a) заметно уменьшается валовое содержание и изменяются составы редкоземельных элементов в сторону существенного преобладания цериевых над иттриевыми лантаноидами. Отношение ΣCe/ΣY в этих породах равно 26.

Характерно соотношение между содержанием лантана и церия для амфиболитов. Количественное содержание церия всегда в два раза выше, чем лантана. Содержание иттрия — 15—35 г/т, что соответствует средней величине между кларками иттрия в основных и кислых породах

амфиболитах и амфиболовых гнейсах

элементов			ΣCe	ΣY	Σ $\frac{Ce}{Y}$	Среднее содержание ΣTR, г/т	Минеральный состав, %
Ti	Yb	Lu					
$\frac{0,9}{1,2}$	$\frac{6,9}{9,3}$	$\frac{0,3}{0,4}$	55,0	45,0	1,22	135	Кв-7, Гр-25, Пл-28, Ам-35, Руд
$\frac{0,8}{0,5}$	$\frac{11,8}{7,3}$	$\frac{0,5}{0,31}$	34,5	65,5	0,5	62	Кв-28, Пл-30, Ам-40, Сф, Руд
$\frac{0,4}{0,73}$	$\frac{5,5}{10,0}$	$\frac{0,1}{0,18}$	61,1	38,9	1,6	182	Кв-10, Би-20, Ам-27, Пл-35, Эп-5, Руд-2, Ап, Сф
$\frac{<0,1}{0,09}$	$\frac{2,2}{1,9}$	$\frac{<0,1}{0,09}$	74,2	25,8	2,88	90	Би-10, Ам-35, Пш-55, Сф, Ап
$\frac{<0,1}{0,16}$	$\frac{1,5}{2,5}$	$\frac{<0,1}{0,16}$	80,4	19,6	4,1	165	Би-20, Ам-30, Пл-44, Сф-6, Эп, Ап
$\frac{<0,1}{0,13}$	$\frac{2,6}{3,3}$	$\frac{<0,1}{0,13}$	74,9	25,2	2,97	125	Пл-15, Ам-85
обнаружено			96,3	3,7	26,0	47,5	Пл-30, Ам-60, Кпш-2, Пр-5, Эп-3, Сф
$\frac{0,8}{1,5}$	$\frac{4,0}{7,4}$	$\frac{1,5}{2,8}$	75,2	24,8	3,03	185	Кв-20, Би-10, Пл-8, Кпш-7-55

(Виноградов, 1962). Исключение составляют гранитизированные амфиболиты с низким содержанием иттрия.

Изученные амфиболиты, по сравнению с кларковыми содержаниями редких земель основных пород, обеднены лантаном, обогащены иттрием и диспрозием.

В целом амфиболиты и пироксено-плаггиоклазовые сланцы среди кристаллических пород западной части Украинского щита наиболее богаты тяжелыми лантаноидами (см. табл. 82). На долю редкоземельных элементов иттриевой группы в амфиболитах приходится 20—65% при среднем содержании около 40%. Причем установлено, что обеднение метабазитов тяжелыми лантаноидами связано с процессами гранитизации, когда в породе проявляются новообразованные калийсодержащие минералы — калишпаты, биотиты и др. (обр. 992^a, 1007).

Амфиболовые гнейсы по составу и особенностям распределения редкоземельных элементов сходны с амфиболитами. В них, как и в амфиболитах, не известны собственно редкоземельные минералы. Лантаноиды рассеяны в кристаллических решетках породообразующих минералов, главным образом в амфиболах и плаггиоклазах. Изменение состава лантаноидов в амфиболовых гнейсах, по сравнению с амфиболитами, хоро-

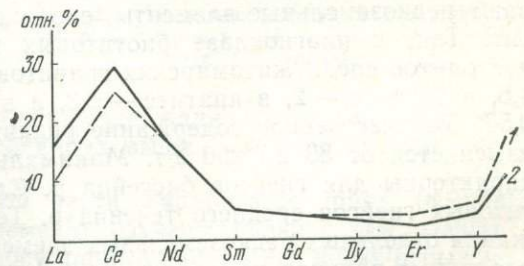


Рис. 31. Изменение состава TR в амфиболите (1) и амфиболовом гнейсе (2).

Содержание и состав редких земель

Номер образца	Место отбора	На-веска, г	Содержание ΣTR, %		Содержание редкоземельных								
			Весовой метод	Фото-метрический метод	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb	Y	Dy
6660/1	р. Тетерев	10,0	0,017	0,0154	10,5	32,1	5,3	20,7	3,7	4,9	0,2	15,1	2,1
					17,0	52,0	8,6	34,0	6,0	7,9	0,32	24,0	3,4
6660/2	»	10,0	0,023	0,018	10,9	39,1	5,6	21,0	3,8	3,5	0,2	12,0	1,2
					22,0	80,0	11,0	43,0	7,8	7,2	0,41	25,0	2,5
981	р. Хомора	15,0	0,013	0,0127	18,9	39,3	5,5	19,9	2,4	2,7	0,3	8,0	1,9
					24,2	50,3	7,0	25,5	3,0	3,5	0,38	10,1	2,4
2001 ^a	г. Полонное	15,0	0,014	0,013	15,8	36,5	4,1	16,5	3,0	3,2	0,2	8,3	1,7
					21,3	49,3	5,0	22,3	4,1	4,3	0,27	11,2	2,3
2101	с. Соколова Гора	20,0	0,019	0,020	15,3	34,5	5,1	15,5	3,0	4,4	0,3	8,4	3,0
					29,8	67,3	9,9	30,2	5,8	8,6	0,58	16,4	5,9
967 ^b	с. Судилково	15,00	0,008	0,0077	22,0	38,9	4,2	15,9	3,1	3,4	0,3	6,9	1,9
					17,3	30,5	3,3	12,5	2,4	2,7	0,24	5,4	1,5

шо видно на рис. 31. Начиная от неодима до диспрозия включительно намечается полная аналогия в составе редкоземельных элементов этих разновидностей пород. Только в крайних членах ряда лантаноидов устанавливаются некоторые различия в количественных соотношениях редкоземельных элементов. Примечателен тот факт, что если содержание лантана и церия в амфиболите составляет 35,9%, а в амфиболовых гнейсах количество этих элементов на 9,5% больше, то суммарные количества лантана, церия, иттрия и эрбия для этих пород очень близкие — соответственно 60,3 и 59,0%.

Биотитовые гнейсы существенно отличаются от амфиболитов составом редких земель. Если в амфиболитах минимальное содержание иттрия и тяжелых лантаноидов не менее 20%, то в биотитовых гнейсах оно не превышает 20% всей суммы TR. В отличие от амфиболитов, для биотитовых гнейсов характерен постоянный состав редких земель. Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в них изменяется в пределах 3,4—7,9. На состав и содержание редких земель в описываемых гнейсах главное влияние оказывают редкоземельные элементы, входящие в плагиоклаз, биотит и апатит. Так, в плагиоклазе биотитовых гнейсов, залегающих в виде ксенолитов среди житомирских гранитов, отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ составляет 4,5, в биотите — 2, в апатите — 0,3, а в валовой пробе этой породы — 3,57. Количественное содержание редких земель в биотитовых гнейсах изменяется от 80 до 200 г/т. Минимальные количества редких земель характерны для гнейсов бассейна р. Случи, максимальные — для биотитовых гнейсов среднего течения р. Тетерева. Количественные содержания отдельных редкоземельных элементов цериевой группы в гнейсах различных районов изменяются в узких пределах: лантан — 17—29, церий — 30—80 г/т. Более значительные колебания наблюдаются в содержаниях иттрия и тяжелых лантаноидов: иттрия — 5—25, иттербия — 1—9 г/т (табл. 83).

Суммарное количество редких земель, обнаруженных в биотитовых гнейсах, несколько выше, чем в амфиболитах, но заметно меньше кларковых содержаний в кислых породах.

В гранато-биотитовых гнейсах (табл. 84) содержание иттрия и тяжелых лантаноидов несколько выше, чем в биотитовых гнейсах (рис. 32). Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в них изменяется от 2,47 до 3,4, что обусловлено

в биотитовых гнейсах

элементов					ΣCe	ΣY	Σ $\frac{Ce}{Y}$	Среднее содержание ΣTR, г/т	Минеральный состав, %
Ho	Er	Tu	Yb	Lu					
0,08	1,5	0,9	2,2	<0,1	77,4	22,7	3,4	162	Кв-35, Кпш-35, Пл-15, Би-10, Мс-5, Ап
1,3	2,4	1,5	3,6	<0,16					
0,2	0,9	0,3	1,3	<0,1	84,1	16,0	5,3	205	Кв-20, Кпш-20, Пл-30, Би-20, Мс-5, Ап, Цр
0,41	1,8	0,6	2,7	<0,2					
0,3	0,3	<0,1	0,5	<0,1	89,0	11,2	7,9	128	Кв-30, Пл-45, Би-25, Ап
0,38	0,38	<0,13	0,64	<0,13					
1,1	2,1	1,8	4,4	1,3	79,3	20,7	3,83	135	Кв-30, Пл-50, Би-20, Ап, Цр
1,5	2,8	2,4	5,9	1,7					
2,1	2,8	0,9	4,6	0,1	78,1	21,9	3,57	195	Кв-35, Пл-35, Би-30, Мс, Ам, Ап
4,1	5,5	1,8	9,0	0,2					
0,8	1,2	<0,1	1,4	<0,1	87,8	12,2	7,19	78,5	Кв-40, Пл-9, Би-20, Кпш-29, Ап, Эп, Сф
0,63	0,94	<0,08	1,1	<0,08					

иттриевым составом граната, количество которого составляет в породе 10—20%.

Пироксеновые и лейкократовые гнейсы Верхнего Побужья по составу редких земель ближе всего к биотитовым гнейсам, распространенным в бассейне Случи. В составе редких земель этих гнейсов преобладают элементы цериевой группы, в которой иттрий и тяжелые лантаноиды составляют не более 15%. Редкие земли пироксено-плаггиоклазовых сланцев аномально обогащены элементами иттриевой группы. При суммарном содержании иттрия и тяжелых лантаноидов 67,2% последние содержатся в количестве 33%. Такой специфический состав редких земель неизвестен не только в метаморфических породах и гранитах, но и в аксессуарных и породообразующих минералах. Содержание тяжелых лантаноидов в пироксено-плаггиоклазовых сланцах выше, чем в гиперстене пегматитов.

Граниты и пегматиты западной части Украинского щита (состав и распределение в них редких земель) изучены больше, чем гнейсы. Однако имеющиеся по этому вопросу данные чаще всего носят отрывочный характер; в литературе известны сведения лишь о составе редких земель в бердичевских и кировоградских гранитах (Ивантишин, 1965). Что же касается большинства разновидностей гранитов и пегматитов, то исследования по распределению редких земель в них не проводились. Нам удалось до некоторой степени восполнить этот пробел, изучить особенности состава редкоземельных элементов почти во всех разновидностях гранитов и пегматитов западной части Украинского щита.

Среди гранитоидов самыми неясными в генетическом отношении являются бердичевские граниты, выяснению особенностей состава редких земель в которых уделено больше всего внимания.

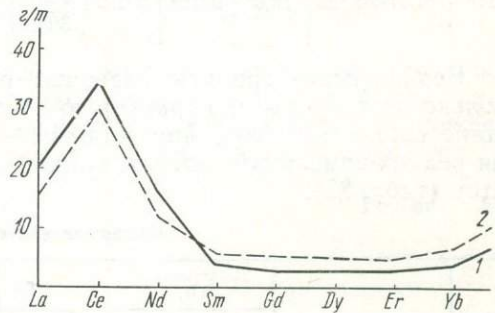


Рис. 32. Изменение состава и содержания TR в биотитовых (1) и гранато-биотитовых (2) гнейсах.

Содержание и состав редких земель в гранато-

Номер образца	Место отбора	Навеска, г	Содержание ΣTR, %		Содержание редкоземельных							
			Весовой метод	Фотометрический метод	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb	Y
Гранато-												
2026 ^a	с. Лядовская Слобода	10,0	0,004	0,004	14,0 5,6	28,8 11,5	3,5 1,4	16,2 6,5	3,8 1,5	4,6 1,8	0,3 0,12	13,7 5,5
2099 ^a	с. Крутнев	20,0	0,022	0,020	15,2 31,9	30,5 64,0	3,0 6,3	12,8 26,9	4,5 9,5	5,9 12,4	0,2 0,42	13,0 27,3
2100	с. Жежелев	20,0	0,022	0,021	16,3 35,0	34,2 73,5	3,7 7,9	16,7 35,9	2,4 5,2	3,7 7,9	0,3 0,65	10,3 22,1
Пироксеновые												
582 ^a	р. Згар	10,0	0,007	0,0065	2,4 1,6	12,5 8,5	2,5 1,7	7,9 5,4	3,9 2,6	2,6 1,8	1,0 0,67	34,8 23,2
991	с. Сабаров	15,0	0,019	0,017	19,1 34,4	38,2 69,0	4,0 7,2	16,9 30,0	2,5 4,5	3,4 6,1	0,2 0,36	8,8 16,0
Лейкократовые												
544 ^b	р. Пожарка	10,0	0,019	0,019	16,0 30,4	39,4 75,0	2,5 4,7	20,1 38,0	4,2 7,9	3,7 7,0	0,3 0,57	8,0 15,0

Бердичевские граниты содержат редкие земли в количествах, несколько повышенных по сравнению с кларковыми. Максимальное содержание составляет 0,03, минимальное — 0,013%. Повышенные содержания редких земель характерны также для пироксено-гранатовых мигматитов (табл. 85).

Содержание и состав редких земель в бердичевских гранитах,

Номер образца	Место отбора	Содержание ΣTR, %		Содержание редкоземельных									
		Весовой метод	Фотометрический метод	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb	Y	Dy	Ho
Бердичевские граниты и													
991 ^b	с. Сабаров	0,013	0,0127	14,6 18,69	29,2 37,4	3,7 4,7	10,9 14,0	2,4 3,0	2,9 3,7	0,5 0,64	23,9 30,6	4,1 5,2	2,7 3,5
2096	с. Жежелев	0,020	0,019	18,4 35,88	33,9 66,1	3,8 7,4	15,4 30,0	2,5 4,9	3,5 6,8	0,2 0,39	10,7 20,86	3,0 5,9	0,7 1,4
74/64	г. Чуднов	—	—	13,6	31,1	4,8	19,4	7,5	9,1	0,3	11,4	2,6	0,1
113/64	с. Судилково	—	—	11,6	38,1	2,9	21,8	3,0	4,7	0,2	14,8	2,7	0,1
86/64	с. Райки	—	—	14,4	33,9	5,3	20,9	5,2	4,1	0,2	10,7	2,8	0,1
991 ^б	с. Сабаров	0,034	0,033	18,9 63,3	41,3 138,35	2,7 9,0	16,6 55,6	2,4 8,0	2,9 9,7	0,3 1,0	9,1 30,5	1,5 5,0	0,7 2,3
Сингенетические пегматиты и													
667	с. Кривошеинцы	0,029	0,0285	16,2 46,5	42,1 120,8	8,1 23,2	25,9 74,3	3,1 8,9	2,1 6,0	0,1 0,29	1,2 3,4	0,8 2,3	He обн.
678	р. Снивода	0,040	0,034	11,9 44,0	49,8 184,2	7,1 26,3	23,9 88,4	3,4 12,6	2,3 8,5	0,1 0,37	0,7 2,6	0,5 1,8	» »

биотитовых, пироксеновых и лейкократовых гнейсах

элементов						ΣCe	ΣY	Σ $\frac{Ce}{Y}$	Среднее содержание ΣTR, г/т	Минеральный состав, %
Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu					

биотитовые гнейсы

$\frac{3,8}{1,5}$	$\frac{1,1}{0,44}$	$\frac{2,3}{0,92}$	$\frac{0,9}{0,36}$	$\frac{5,7}{2,3}$	$\frac{1,3}{0,52}$	71,2	28,8	2,47	40	Пл-45, Кв-33, Гр-17, Би-5
$\frac{4,2}{8,8}$	$\frac{1,4}{2,9}$	$\frac{3,8}{8,0}$	$\frac{0,7}{1,5}$	$\frac{4,5}{9,5}$	$\frac{0,3}{0,63}$	72,1	27,9	2,58	210	Пл-40, Кв-35, Гр-15, Би-10, Цр
$\frac{2,8}{6,0}$	$\frac{1,2}{2,6}$	$\frac{3,6}{7,7}$	$\frac{1,0}{2,2}$	$\frac{3,2}{6,9}$	$\frac{0,6}{1,3}$	77,3	22,7	3,4	215	Пл-50, Кв-30, Гр-15, Би-5, Ап

гнейсы и сланцы

$\frac{6,6}{4,6}$	$\frac{3,5}{2,3}$	$\frac{7,7}{5,2}$	$\frac{1,1}{0,74}$	$\frac{12,8}{8,7}$	$\frac{0,7}{0,47}$	32,8	67,2	0,48	67,5	Би-Ам-15, Пр-40, Пл-45
$\frac{1,9}{3,4}$	$\frac{0,4}{0,72}$	$\frac{0,7}{1,3}$	$\frac{0,5}{0,9}$	$\frac{2,5}{4,5}$	$\frac{0,9}{1,6}$	84,3	15,7	5,37	180	Руд-5, Кв-15, Пл-40, Гп-40

гнейсы

$\frac{3,0}{5,7}$	$\frac{0,7}{1,3}$	$\frac{0,9}{1,7}$	$\frac{<0,1}{0,19}$	$\frac{1,2}{2,3}$	$\frac{<0,1}{<0,19}$	86,2	13,8	6,25	190	Сф-2, Пр-2, Гр-2, Кв-40, Пл-40, Кпш-12
-------------------	-------------------	-------------------	---------------------	-------------------	----------------------	------	------	------	-----	--

У большинства исследователей сложилось впечатление, что основным минералом — концентратом редких земель в бердичевских гранитах и биотито-гранатовых мигматитах является монацит, с которым связана основная масса редких земель, обнаруженных в гранитах. По-

Таблица 85

пироксено-гранатовых мигматитах и сингенетических пегматитах

элементов				ΣCe	ΣY	Σ $\frac{Ce}{Y}$	Среднее содержание ΣTR, г/т	Минеральный состав, %
Er	Tu	Yb	Lu					

пироксено-гранатовые мигматиты

$\frac{2,8}{3,6}$	$\frac{<0,1}{<0,13}$	$\frac{2,3}{2,9}$	$\frac{<0,1}{<0,13}$	64,2	35,8	1,79	128	Кв-30, Пл-40, Кпш-27, Гр-2, Би-1
$\frac{1,8}{3,5}$	$\frac{0,4}{0,78}$	$\frac{5,6}{10,9}$	$\frac{0,1}{0,19}$	77,7	22,3	3,38	195	Кв-30, Пл-47, Кпш-15, Би-17, Гр-0,5, Кор
0,1	Не обн.	0,1	Не обн.	85,8	14,2	6,04		
0,1	» »	0,1	» »	82,3	17,7	4,65		
2,4	» »	0,1	» »	84,0	16,0	5,25		
$\frac{1,5}{5,0}$	$\frac{0,1}{0,33}$	$\frac{2,0}{6,7}$	$\frac{<0,1}{<0,33}$	85,1	14,9	5,71	335	Кв-25, Пл-20, Гр-15, Гп-36, Би

пегматоидные граниты

$\frac{0,4}{1,1}$	Не обн.	$\frac{<0,1}{<0,28}$	Не обн.	97,6	2,4	40,66	287	
$\frac{0,3}{1,1}$	» »	$\frac{<0,1}{<0,37}$	» »	98,5	1,5	65,6	370	Кв-35, Кпш-53, Пл-10, Би-2, Гр

Содержание и состав редких земель в аплитно-пегматоидных гранитах

Номер образца	Место отбора, порода	Содержание ΣTR, %		Содержание редкоземельных								
		Весовой метод	Фото-тригический метод Д	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu + Gd	Tb	Y	Dy
C-54/1	р. Случь, гранит биотитовый	0,009	0,009	24,4 22,0	42,0 37,8	4,7 4,2	14,8 13,3	2,2 2,0	2,0 1,8	0,1 0,09	4,1 3,7	
2099	с. Крутнев, гранит лейкократовый	0,003	0,003	11,0 3,3	25,0 7,5	3,0 0,9	9,6 2,9	2,4 0,72	3,1 0,93	0,4 0,12	18,5 5,5	3,9 1,2
2098	г. Литин, пегматит жильный	0,668	Не опр.	23,6 1579,5	50,6 3380,1	4,3 287,2	16,3 1088,8	2,2 149,9	1,6 106,8	0,1 6,7	0,9 60,1	0,4 26,7
523 ^a	с. Чудновцы	0,036	0,032	20,3 69,0	45,2 153,7	4,0 13,6	20,0 68,0	3,4 11,6	2,2 7,5	0,2 0,68	4,7 16,0	

водом для этого послужили широкое развитие монацита в бердичевских гранитах и существенно цериевый состав редких земель этих гранитов (Вайнштейн, 1956). Но с монацитом связано не более 30% общего количества редких земель, находящихся в бердичевских гранитах. Кроме того, если состав TR монацита селективно цериевый, то тяжелые лантаноиды, выделенные из гранита, составляют около 35%. Комплексный состав редких земель в бердичевских гранитах обусловлен прежде всего тем, что наряду с селективно цериевым монацитом в нем всегда в значительном количестве отмечены гранат, на содержание иттрия и тяжелых лантаноидов приходится около 90% всей суммы редких земель. Биотит бердичевских гранитов отличается повышенным содержанием редких земель иттриевой группы. Таким образом, состав редких земель в бердичевских гранитах является преимущественно, но не селективно цериевым. Отношение $\Sigma Ce / \Sigma Y$ изменяется от 2 до 6, что отвечает составу TR биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов.

Селективно цериевые составы редких земель характерны для сингенетических пегматитов и пегматоидных гранитов, в которых на элементы цериевой группы приходится 98% общей суммы лантаноидов. В этих образованиях значительная часть редких земель связана с монацитом, о чем свидетельствует сходство составов редких земель в данном минерале и породе в целом:

состав TR монацита — $La_{20,5}Ce_{46,3}Pr_{4,9}Nd_{21,5}Sm_{3,5}Gd_{2,1}Y_{1,2}$

состав TR пегматита — $La_{16,2}Ce_{42,1}Pr_{8,1}Nd_{25,9}Sm_{3,1}(Eu + Gd)_{2,1}(Y + Dy + Er)_{2,4}$

В биотитовых гранитах и жильных пегматитах побужского комплекса также преобладают легкие лантаноиды (табл. 86). На долю цериевой группы приходится 90—98% общей суммы редких земель, обнаруженных в этих породах. Причем состав редких земель жильных пегматитов является селективно цериевым. Если сравнить данные анализов по составу редких земель валовой пробы и выделенного из нее монацита, то не трудно заметить, что основная масса лантаноидов жильных тел пегматитов связана с монацитом. Сумма редкоземельных элементов цериевой группы в валовой пробе пегматита 98,7%, а в монаците — 98,6%. Обращает внимание и то, что состав редких земель в калиевом полевоом шпате из пегматитов (2098) аналогичен составу редкоземельных элементов валовой пробы и монацита. Казалось бы, данное явление можно легко объяснить наличием микровключений мо-

в пегматитах побужского комплекса

элементов					ΣCe	ΣY	Σ $\frac{Ge}{Y}$	Среднее содержание ΣГР, е/г	Минеральный состав, %
Ho	Er	Tu	Yb	Lu					
$\frac{0,5}{0,45}$	$\frac{1,4}{1,3}$	$\frac{0,7}{0,63}$	$\frac{2,6}{2,3}$	$\frac{0,5}{0,45}$	90,2	9,8	9,2	90	Кв-25, Кпш-50, Пл-24, Ап, Би
$\frac{1,4}{0,42}$	$\frac{6,5}{1,95}$	$\frac{2,8}{0,84}$	$\frac{11,3}{3,4}$	$\frac{1,1}{0,33}$	54,5	45,5	1,2	30	
Не обнаружено					98,7	1,3	75,9	6680	
»					95,3	4,7	20,3	340	Кв-40, Кпш-15, Пл-30, Би-15, Цр

нацита в полевом шпате. Но это исключено по двум причинам: во-первых, включений монацита в полевом шпате не наблюдается ни микроскопически, ни под микроскопом; во-вторых, содержание редких земель в полевом шпате составляет 0,010%, т. е. столько, сколько в полевых шпатах из пород, совершенно не содержащих акцессорного монацита.

Поскольку выяснение особенностей распределения редких земель в жильных пегматитах, генетически связанных с аплито-пегматоидными гранитами, представляет большой интерес, были выполнены анализы по составу и количественному определению редкоземельных элементов почти во всех породообразующих и акцессорных минералах — калиевом полевом шпате, плагиоклазе, ильмените, монаците, гиперстене. Состав всех названных минералов характеризуется четко выраженным цериевым максимумом. Лишь для редких земель гиперстена, содержание которого в пегматите весьма ничтожно, наряду с цериевым проявлен и иттриевый максимум (рис. 33). Преимущественно селективно цериевый состав редких земель всех породообразующих и акцессорных минералов жильных пегматитов обусловлен генетическими их особенностями, а именно: кристаллизация пегматитов происходила из расплава, обогащенного редкими землями цериевой группы.

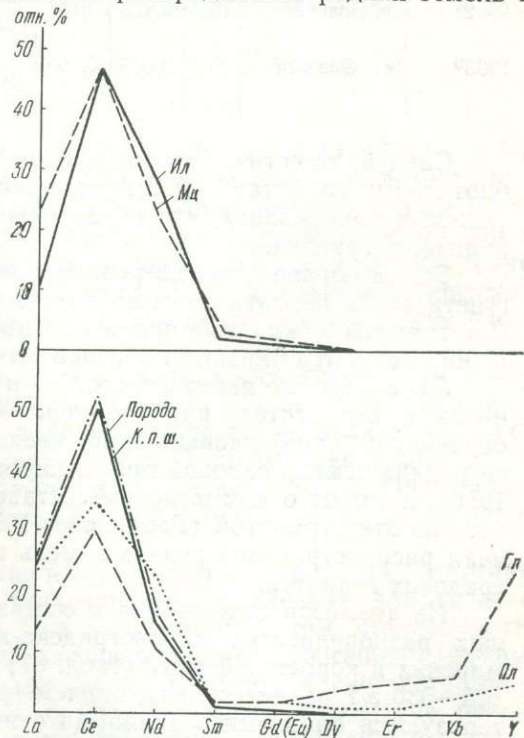


Рис. 33. Состав редких земель в валовой пробе пегматита и его породообразующих и акцессорных минералах:

Мц — монацит; Ил — ильменит; К. п. ш. — калиевый полевой шпат; Пл — плагиоклаз; Гп — гиперстен.

Содержание и состав редких земель в житомирских,

Номер образца	Место отбора	Навеска, г	Содержание ΣTR, %		Содержание редкоземельных									
			Весовой метод	Фотометрический метод	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd		Tb	Y	Dy
Житомирские и														
C-36/1	р. Случь	15,0	0,015	0,014	11,2 16,2	35,2 51,0	4,5 6,5	19,0 27,6	4,2 6,1	4,3 6,2	0,4 0,58	11,5 16,7	2,3 3,3	
102/59	с. Чудновцы	10,0	0,021	0,022	17,5 37,6	39,7 85,4	3,1 6,7	19,3 41,4	3,7 7,9	4,4 9,4	0,4 0,86	9,4 20,2		
2109/67	с. Соколова Гора	20,0	0,054	0,052	16,9 89,0	44,6 23,6	4,0 21,2	16,5 87,5	2,4 12,7	2,4 12,7	0,3 1,6	7,3 38,7		
2110 ^a /67	г. Н.-Волынский	20,0	0,024	0,022	17,7 41,0	40,3 93,0	5,6 13,0	14,1 32,0	2,2 5,0	3,1 7,0	0,3 0,69	8,8 20,0	2,9 0,7	
1007 ^в	с. Щербак	15,0	0,011	0,010	22,4 23,5	44,4 46,6	5,1 5,4	15,8 16,6	2,4 2,5	2,5 2,6	0,1 0,1	6,6 6,9		
Пегма														
975 ^г	р. Случь	15,0	0,019	0,017	17,0 30,6	36,2 65,2	4,7 8,5	19,3 34,7	3,2 5,8	2,2 3,9	0,2 0,36	8,9 16,0	1,2 2,2	
1001	с. Кашперовка	15,0	0,005	0,002	25,8 9,0	41,3 14,5	2,3 0,8	18,2 6,4	5,5 1,9	3,4 1,2	0,1 0,04	3,4 1,2		
2002 ^a	г. Полонное	15,0	0,210	0,197	16,6 337,8	44,5 905,57	7,4 150,6	19,4 394,8	2,6 52,9	2,3 46,8	0,2 4,0	4,8 97,7	1,2 24,00	
1003 ^б	с. Юнашки	15,0	0,005	0,005	21,5 10,7	43,6 21,8	3,0 1,5	19,5 9,8	5,5 2,8	3,6 1,8	0,1 0,05	3,2 1,6		

Следует отметить «аномальный» состав редких земель в гранатобiotитовых гранитах (2099), отличающихся повышенным содержанием тяжелых лантаноидов, что обусловлено наличием в них значительных количеств граната.

Таким образом, состав редких земель бердичевских гранитов и сингенетических пегматитов существенно различается, а аплитово-пегматоидные граниты и жильные пегматиты побужского комплекса в этом отношении являются близкими образованиями.

Литературные данные о составе и содержании редких земель в гранитах и пегматитах кировоградско-житомирского комплекса весьма ограничены. Опубликованы лишь сведения о селективно цериевом составе редких земель валовой пробы кировоградских гранитов (Вайнштейн, 1956), а также о комплексном составе редких земель в гранате и апатите из этих гранитов (Гаврилова, 1958). М. Н. Ивантишин (1960) изучал распространение редких земель в аксессуарных минералах кировоградских гранитов.

Из анализов содержания и состава редких земель в двух главных разновидностях кировоградско-житомирского комплекса — житомирских и коростышевских (табл. 87) видно, что эти граниты содержат 145—530 г/т редких земель, причем граниты различных районов характеризуются близкими величинами отношений $\Sigma Ce/\Sigma Y$ — 4—7. Исключение представляют граниты, развитые в бассейне р. Роси, в которых содержание легких лантаноидов несколько повышенное.

Следует обратить внимание на высокое содержание редких земель в валовых пробах гранитов, в которых практически не обнаружены собственно редкоземельные минералы. Наиболее высокие концентрации

коростышевских гранитах и пегматитах

элементов					ΣCe	ΣY	Σ $\frac{Ce}{Y}$	Среднее содержание ΣTR, г/т	Минеральный состав, %
No	Er	Tu	Yb	Lu					

коростышевские граниты

1,1	1,8	0,7	3,0	0,8	78,8	21,2	3,7	145	Кв-20, Кпш-40, Пл-20, Би-19, Эп, Ап, СФ
1,6	2,6	1,0	4,4	1,2					
0,5	0,9	<0,1	1,1	<0,1	88,1	11,9	7,4	215	Кв-40, Кпш-40, Пл-19, Би, Ап
1,0	1,9	<0,2	2,4	<0,2					
1,1	1,7	0,8	1,9	0,1	87,1	12,9	6,75	530	Кпш-30, Пл-35, Кв-20, Мс, Ап, Цр
5,8	9,0	4,2	10,0	0,53					
1,1	2,1	<0,1	1,8	<0,1	83,3	16,9	4,93	230	Кпш-53, Кв-20, Пл-25, Би-2, Мс, Цр
2,5	4,8	<0,2	4,1	<0,2					
0,1	0,2	0,1	0,4	0,1	92,7	7,5	12,4	105	Кв-30, Кпш-30, Пл-39, Би, Мс, Эп
0,1	0,2	0,1	0,4	0,1					

титы

0,5	1,9	0,5	3,6	0,6	82,8	17,2	4,81	180	Кв-49, Пл-50, Мс
0,9	3,4	0,9	6,5	1,1					
Не обнаружено					96,6	3,4	28,4	35	Кв-20, Кпш-20, Пл-45, Би-14, Эп, Сф, Ап Еф
0,2	0,3	<0,1	0,5	<0,1	93,0	7,0	13,28	2035	Кв-9, Кпш-80, Пл-10, Ап, Мс, Мц
4,0	6,1	<2,0	10,1	2,0					
Не обнаружено					96,8	3,2	30,22	50	Кв-29, Кпш-50, Пл-20, Би, Ап

редких земель наблюдаются в биотите и апатите. Калиевые полевые шпаты обеднены редкими землями. Причем редкие земли в биотите и калиевом полевом шпате характеризуются существенно цериевым составом, а в апатите в значительном количестве отмечены тяжелые лантаноиды. Состав же редких земель в валовых пробах промежуточный; значительную часть в них занимают лантаноиды, связанные с биотитом, и в меньшей степени — редкие земли, входящие в полевые шпаты и апатиты.

Содержание редких земель в пегматитах более низкое, чем в гранитах, с которыми они генетически связаны. Правда, составы редких земель пегматитов отдельных районов существенно отличаются. Так, для редких земель пегматитов верховья р. Роси отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ составляет 28—30, пегматитов бассейна р. Случи — 5—13. Повышенное содержание тяжелых лантаноидов связано с пегматитами существенно плагиоклазового состава.

Таким образом, для гранитов и пегматитов кировоградско-житомирского комплекса сохраняется тенденция, установленная для гранитоидов бердичевского комплекса. Она заключается в том, что пегматиты по сравнению с телами крупных массивов гранитов обогащены легкими лантаноидами. Но если от бердичевских гранитов к сингенетическим пегматитам наблюдается также и количественное увеличение редких земель, то в пегматитах, генетически связанных с житомирскими гранитами, содержание их непостоянно. Пегматиты, развитые в бассейне р. Случи, заметно обогащены редкими землями, содержание которых достигает 0,21%. Повышенные концентрации редких земель в пегматитах связаны с аксессуарным монацитом, тогда как пегматиты верхнего

в гранодиоритах и плагиогранитах

земельных элементов										Минеральный состав, %
Ho	Er	Tu	Yb	Lu	ΣCe	ΣY	Σ $\frac{Ce}{Y}$	Среднее содержание ΣПК, г/т		
диориты										
1,0	2,4	<0,1	0,6	<0,1	74,6	25,4	2,9	175	Кв-19, Кпш-31, Ам-9, Би-5, Пл-36	
1,7	4,2	<0,17	1,0	<0,17						
0,7	1,3	<0,1	1,2	<0,1	89,0	11,0	8,1	245	Кв-20, Кпш-30, Ам-10, Би-4, Пл-35, Ап, Сф	
1,7	3,2	<0,25	2,9	<0,25						
1,0	2,8	0,5	3,6	0,7	71,3	28,7	2,5	140	Кв-15, Кпш-15, Пл-30, Ам-15, Би-15, Эп-9, Ап, Сф, Цр	
1,4	3,9	0,7	5,0	0,98						
1,2	1,8	0,2	1,9	0,1	86,5	13,5	6,4	370	Пл-65, Ам-25, Кв-10, Сф, Ап	
4,4	6,7	0,74	7,0	0,37						
1,2	2,7	0,8	3,6	0,3	76,0	24,0	3,20	190	Пл-64, Ам-26, Кв-10, Сф	
2,3	5,1	1,5	6,8	0,57						
0,7	3,0	0,3	2,2	<0,1	75,5	24,5	3,08	180	Кв-14, Пл-30, Ам-25, Би-25, Пр-5, Эп-1, Сф	
1,3	5,4	0,54	3,9	0,18						
граниты										
1,0	1,6	0,2	2,5	0,1	83,5	16,5	5,1	95	Кв-20, Кпш-20, Пл-40, Би-19, Ап, Сф, Эп	
0,95	1,5	0,19	2,4	0,09						
0,5	1,5	0,9	2,5	0,4	80,3	19,7	4,8	235	Кв-25, Пл-60, Би-14, Ап, Цр	
1,2	3,5	2,1	5,9	0,94						
Не обнаружено					97,6	2,4	40,70	45	Кв-40, Пл-58, Би-1, Эп-1, Сф	
0,3	1,1	<0,1	2,6	<0,1	91,6	8,6	10,7	135	Кв-37, Кпш-20, Пл-40, Ам-1, Би-1, Сф-1, Ап, Цр	
0,4	1,5	0,14	3,5	0,14						
0,2	0,4	<0,1	0,6	<0,1	89,1	11,1	8,03	18,5	Кв-39, Пл-60, Би-1, Ап, Цр, Эп, Мс	
0,037	0,074	0,01	0,11	0,018						

лективно цериевого состава характерны для лейкократовых плагиогранитов.

Общие особенности распределения редких земель в гранитах, пегматитах, гнейсах и кристаллических сланцах сводятся к следующему.

В пироксено-плагиоклазовых сланцах и амфиболитах больше всего содержится элементов иттриевой группы (25—67%). Суммарное содержание редких земель в сланцах основного состава в два раза ниже кларковых, а в амфиболитах — близко к кларковым. Амфиболиты одинакового минерального состава из отдельных районов отличаются по содержанию и соотношению в них легких и тяжелых лантаноидов, что обусловлено различным их генезисом. При гранитизации амфиболитов существенно уменьшается количество редких земель, а состав их становится селективно цериевым.

Состав редких земель в биотитовых гнейсах из различных районов западной части щита постоянен, суммарное содержание иттрия и тяжелых лантаноидов не превышает 22% и не меньше 11% общей их суммы. На содержание и состав редкоземельных элементов в биотитовых гнейсах решающее влияние оказывают лантаноиды, находящиеся в плагиоклазе, биотите и апатите. Биотитовые гнейсы, залегающие среди бердичевских гранитов (бассейн р. Случи), отличаются пониженным содержанием редких земель, в отличие от однотипных пород, наблюдаемых в виде ксенолитов среди житомирских гранитов.

Содержание и состав редких земель в минералах

Минерал, состав фракции	Содержание минерала, %		Содержание, ΣTR , %	Количество ΣTR , г породы	Содержание ΣTR в минерале, % от количества ΣTR в породе	Содержание ред				
	Подсчет по шлифу	Подсчет по тяжелой фракции				La	Ce	Pr	Nd	
Гранато-биотитовые гнейсы										
Кв-70, Пл-30	40		0,011	0,0044	20,5	4,0	8,3	0,7	3,8	
Кв-50, Пл-50	39,5		0,011	0,005	23,2	3,87	8,57	0,96	3,17	
Биотит ***	10		0,002	0,0002	0,9	0,2	0,3	0,04	0,2	
Гранат *	10		0,04	0,04	18,9	0,5	0,97	0,19	0,73	
Апатит		0,27	0,38	0,001	4,6	0,2	0,6	0,15	0,9	
Монацит		0,0094	56,7	0,005	23,0	3,4	11,4	1,7	5,2	
Циркон **		0,0078	0,3	0,00002	0,1	Не обнаружено				
Рудный ⁺		0,219	0,26	0,0005	2,3	0,2	1,1	0,3	0,6	Не опре
Гиперстен			0,007	—	—	Не опре				
Сумма	—	—	—	0,02012	93,2	12,39	31,24	4,04	14,6	
Валовая проба	—	—	—	0,02150	—	16,3	34,2	3,7	16,7	
Бердичевские граниты										
Пл-40, Кпш-50,										
Кв-10 ⁺⁺	34	—	0,01	0,0034	18	3,4	7,1	0,6	3,2	
Кв-40, Пл-55	53	—	0,01	0,0053	28	5,4	11,0	0,9	5,0	
Кпш-5 ⁺⁺										
Биотит	7	—	0,007	0,0005	2,6	0,4	0,9	0,08	0,4	
Гранат	6	—	0,035	0,0021	11,1	0,08	0,31	0,03	0,13	
Монацит	—	0,007	50,0	0,003	15,4	1,8	6,9	1,0	4,0	
Циркон	—	0,02	0,3	0,0006	2,2	Не опре				
Рудный	—	0,08	0,25	0,0002	1,0	0,01	0,5	0,1	0,3	
Сумма				0,0151	78,3	11,09	26,7	2,7	13,0	
Валовая проба				0,0195	—	18,4	33,9	3,8	15,4	

* Приняты цифры, полученные для гранита обр. 2099^a; ** содержание ΣTR не определялось; *** приняты цифры, полученные для соответствующих фракций обр. 2100. В апатите $\Sigma TR=0,38\%$.

Пироксеновые и лейкократовые гнейсы по содержанию и составу редких земель ($\Sigma Y = 15,7-13,8$) сходны с биотитовыми гнейсами. Гранато-биотитовые гнейсы несколько обогащены тяжелыми лантаноидами ($\Sigma Y = 23-30\%$), что сближает их с бердичевскими гранитами.

Состав редких земель в бердичевских гранитах обусловлен их минеральными особенностями ($\Sigma Y = 14-35\%$). Чем больше граната в породе, тем более иттриевый состав редких земель. Еще большее влияние оказывает гранат на валовой состав редких земель гранато-биотитовых гранитов ($\Sigma Y = 45,5\%$), полевые шпаты которых существенно обеднены редкоземельными элементами.

В составе редких земель аплитов-пегматоидных гранитов побужского комплекса, по сравнению с бердичевскими, намечается тенденция к увеличению легких лантаноидов ($\Sigma Y = 4,7-9,8\%$).

Для житомирских гранитов характерно повышенное содержание редких земель ($\Sigma TR = 0,015-0,054\%$), которые по составу приближаются к биотитовым гнейсам ($\Sigma Y = 8-21\%$). Редкие земли концентрируются главным образом в биотите и апатите. В полевых шпатах редкие земли встречены в количестве, значительно ниже кларковых.

Гранодиориты по сравнению с плагиогранитами содержат более

и валовых пробах гранитов и гнейсов

коземельных элементов ($\Sigma TR = 100\%$)

Sm	Eu + Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
(с. Жежелев, проба 2100)									
0,6	0,9	0,04	1,4	0,4	0,2	0,3	0,08	0,5	0,07
0,47	1,12	0,05	2,07		0,23	0,84	0,14	1,77	0,05
0,04	0,04	0,003	0,2	0,04	0,008	0,03	0,003	0,07	0,001
0,2	0,84	0,17	11,2	0,93	0,34	1,1	0,15	1,2	0,13
0,33	0,5	0,01	1,7	0,2	0,05	0,2	0,03	0,2	0,02
0,6	0,4	0,02		0,4				Не обнаружено	
0,04	0,02	0,002		0,02				» »	
делялось					Не определялось				
2,24	3,8	0,295	15,74	2,81	0,83	2,47	0,4	3,74	0,27
2,4	3,7	0,3	10,3	2,8	1,2	3,6	1,0	3,2	0,6
(с. Жежелев, проба 2096)									
0,5	0,7	0,04	1,2	0,3	0,1	0,2	0,07	0,4	0,04
0,8	1,1	0,06	1,8	0,5	0,2	0,4	0,1	0,6	0,06
0,08	0,1	0,01	0,5	0,09	0,02	0,2	0,02	0,2	0,01
0,07	0,21	0,11	7,0	0,7	0,21	0,88	0,18	1,04	0,12
0,7	0,4	Не обн.		0,6	Не обнаружено				
делялось			Не определялось						
0,02	0,01	0,01		0,009	Не обнаружено				
2,17	2,5	0,23	10,5	2,19	0,53	1,68	0,37	2,24	0,23
2,5	3,5	0,2	10,7	3,0	0,7	1,8	0,4	5,6	0,1

цифры, полученные для биотита обр. 2101; +принято содержание, полученное для обр. 2089; ++ приняты циф-

высокие количества редких земель ($\Sigma TR = 0,017-0,036\%$). Относительное содержание тяжелых лантаноидов в отдельных разновидностях гранодиоритов ($\Sigma Y = 11-28\%$) и плагиогранитов ($\Sigma Y = 8-16\%$) обусловлено особенностями минерального состава пород. Чем больше в них темно-цветных минералов, тем выше содержание тяжелых лантаноидов. Гранодиориты отдельных районов по составу редких земель сходны.

Индивидуальный состав редких земель в гранодиоритах характеризуется преобладанием неодима над лантаном.

Отчетливо намечается общая тенденция к накоплению легких лантаноидов с селективно цериевым составом редких земель в сингенетических ($\Sigma Y = 1,5-2,5\%$) и эпигенетических ($\Sigma Y = 1,3\%$) пегматитах, которые соответственно генетически связаны с гранитами бердичевского и побужского комплексов. Эта особенность проявлена в сингенетических пегматитах более четко, чем в эпигенетических. Наряду с качественными изменениями состава редких земель существенно увеличивается и их количественное содержание от гранитов к пегматитам.

Иные особенности распределения редких земель характерны для пегматитов, генетически связанных с житомирскими гранитами. Для района истоков Роси от гранитов к пегматитам устанавливается

заметное уменьшение количества редких земель ($\Sigma TR = 0,005\%$) и увеличение в их составе роли легких лантаноидов ($\Sigma Y = 3,2—3,4\%$). Для пегматитов междуречья Тетерев — Юж. Буг характерен несколько иной состав редких земель ($\Sigma Y = 7,0—17,5\%$).

БАЛАНС РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Для расчета баланса редких земель были отобраны представительные пробы гнейсов, гранитов и пегматитов весом 50—100 кг. Из этих проб выделены мономинералы или фракции, обогащенные определенным минералом.

Расчет количественных содержаний легких минералов в породах производился по шлифам, а тяжелых — по искусственным шлихам.

В породообразующих и акцессорных минералах, а также в валовых пробах пород, из которых выделены эти минералы, определены содержания редких земель химическим методом. Это позволило рассчитать процентное содержание редких земель для каждого акцессорного и породообразующего минерала. Результаты выполненных расчетов приведены в соответствующих таблицах.

В гранато-биотитовых гнейсах, являющихся вмещающими породами для бердичевских гранитов, из всего количества редких земель породы более 80% концентрируется в трех минералах — плагиоклазе, гранате и монаците. Остальные минералы, особенно биотит, бедны редкими землями (табл. 89).

Аналогичная картина наблюдается и в бердичевских гранитах, в которых редкие земли, связанные с монацитом, составляют всего лишь 15,4%. Заслуживает внимания тот факт, что содержание монацита в гранато-биотитовом гнейсе несколько больше, чем в бердичевском граните. Немного выше и суммарное содержание редких земель в гнейсе по сравнению с бердичевским гранитом. Поскольку размеры зерен монацита в гнейсе значительно мельче, чем в граните, то, естественно, степень извлечения его в граните намного выше, чем в гнейсах. Однако расхождение между количеством редких земель, содержащихся в породообразующих и акцессорных минералах и валовой пробе бердичевских гранитов, составляет 27%, тогда как эта величина в гранато-биотитовых гнейсах — всего лишь 9,4%. Это обстоятельство обусловлено прежде всего тем, что в цирконе бердичевских гранитов содержание редких земель не определялось; для расчета принято 0,3%, тогда как вариации содержания TR в цирконе — 0,16—1,64%. Не исключена также возможность, что данные расхождения связаны с частичной потерей акцессорных минералов при обогащении — при промывке на концентрационном столике. Об этом свидетельствуют данные петрографических исследований — мелкие зерна монацита чаще всего ассоциируют с биотитом, большая часть которого при промывке на концентрационном столике не попадает в серый шлик. Но эти потери весьма незначительны. В целом с акцессорным монацитом связано не более 25% всего количества редких земель, обнаруженных в бердичевских гранитах и гранато-биотитовых гнейсах.

В крупнозернистых и пегматоидных гранитах с акцессорным монацитом связано около 50% всей суммы редких земель, содержащихся в данных породах. Об этом свидетельствуют специальные исследования 79 проб крупнозернистых гранитов и пегматитов. Основная цель изучения этих проб сводилась к выяснению особенностей распределения редких земель между минералами гранитов и пегматитов и установлению степени извлечения из них акцессорного монацита. Во избежание потерь акцессорного монацита при обогащении, после дробления до промывки отквартовывалась проба весом 50 г, и все минералы выделя-

лись с применением тяжелых жидкостей. Затем был произведен расчет количественных содержаний тяжелых минералов. В отквартованных пробах весовым и фотометрическим методами было определено содержание редких земель. Средне содержание акцессорного монацита, извлеченного из крупнозернистых и пегматоидных гранитов, более, чем в два раза меньше по сравнению с цифрами, полученными путем пересчета на монацит всего количества редких земель, отмеченных в породе (табл. 90). Эти данные позволяют считать, что лишь 50% редких земель в крупнозернистых гранитах связано с акцессорным монацитом. По результатам анализов построен график (рис. 34), на оси абсцисс которого отложены содержания акцессорного монацита, рассчитанного по количествам редких земель, определенных в породах химическим анализом, а по

Таблица 90
Содержание редких земель акцессорного монацита в крупнозернистых гранитах и сингенетических пегматитах

Номер образца	Содержание акцессорного монацита, по данным минералогического анализа (кг/т)	Содержание ΣTR по данным химического анализа (%)	Содержание акцессорного монацита, пересчитанное по ΣTR (данные химического анализа (кг/т))	Номер образца	Содержание акцессорного монацита, по данным минералогического анализа (кг/т)	Содержание ΣTR по данным химического анализа (%)	Содержание акцессорного монацита, пересчитанное по ΣTR (данные химического анализа (кг/т))
144	0,086	0,075	1,50	2775	1,666	0,146	2,92
146	0,129	0,070	1,40	2778	0,882	0,122	2,44
148	0,034	0,035	0,70	2242	He опр.	0,072	1,44
149	0,100	0,060	1,20	2253	1,128	0,072	1,44
150	0,067	0,037	0,74	2247	1,513	0,057	1,14
966	0,225	0,045	0,90	2255	0,270	0,060	1,20
2294	0,326	0,037	0,74	2256	0,125	0,082	1,64
2295	0,351	0,037	0,74	2501	0,594	0,035	0,70
2296	0,614	0,060	1,20	2502	0,421	0,057	1,14
2297	1,158	0,110	2,20	2503	0,550	0,067	1,34
2298	He опр.	0,221	4,42	2505	0,853	0,057	1,14
2299	0,815	0,072	1,44	2507	1,126	0,072	1,44
2300	0,676	0,090	1,80	2515	1,206	0,043	0,86
2315	1,049	0,135	2,70	2513	1,157	0,070	1,40
2291	1,143	0,110	2,20	2514	0,393	0,100	2,00
2285	He опр.	0,120	2,40	2753	0,331	0,050	1,00
2283	1,111	0,090	1,80	2754	0,613	0,050	1,00
2282	1,748	0,112	2,24	2755	0,190	Сл.	Сл.
2281	0,206	0,080	1,60	2756	1,433	0,100	2,00
2278	1,181	0,200	4,00	2757	0,691	0,110	2,20
2277	0,018	0,100	2,00	2759	0,424	0,120	2,40
2276	0,005	0,090	1,80	2760	0,209	0,060	1,20
2275	0,720	0,080	1,60	2769	1,583	0,150	3,00
2274	He опр.	0,100	2,00	2761	1,200	0,100	2,00
2273	1,391	0,070	1,40	2773	0,823	0,160	3,20
2317	0,976	0,150	3,00	2774	1,714	0,180	3,60
2316	1,222	0,090	1,80	2776	1,106	0,120	2,40
2284	0,735	0,070	1,40	2777	1,147	0,120	2,40
2288	1,172	0,050	1,00	2779	1,660	0,270	5,40
2290	0,936	0,130	2,60	2764	1,020	0,260	5,20
999	1,540	0,155	3,10	2765	0,363	0,060	1,20
1000	1,307	0,150	3,00	2766	He опр.	0,210	4,20
2226	He опр.	0,110	2,20	2767	0,754	0,170	3,40
2227	He опр.	0,195	3,90	2768	1,080	0,230	4,60
2236	0,500	0,125	2,50	2762	1,667	0,400	8,00
2237	0,175	0,082	1,64	2770	1,435	0,320	6,40
2500	0,320	0,120	2,40	2758	He опр.	0,050	1,00
2238	0,326	0,080	1,60	2763	1,566	0,017	0,34
2239	0,351	0,057	1,14				
2771	1,521	0,122	2,44				
2772	1,407	0,166	3,32				
				Среднее	0,824		2,153

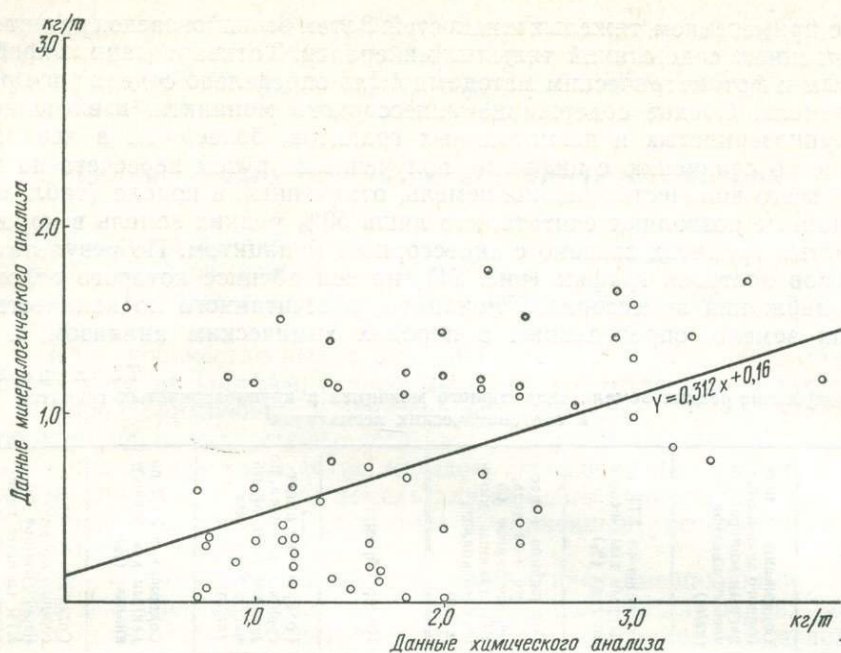


Рис. 34. Зависимость между содержанием акцессорного монацита и ΣTR в гранитах и пегматитах.

Содержание и состав редких земель в минералах

Минерал, состав фракции	Содержание минерала, %		Содержание ΣTR , %	Количество ΣTR , г породы	Содержание ΣTR в минерале, % от количества ΣTR в породе	Пегматиты		
	Подсчет по шлифу	Подсчет по тяжелой фракции				La	Ce	Pr
Кпш-40, Кв-40, Пл-20	43	—	0,01	0,0043	0,6	0,1	0,3	0,05
Кв-50, Пл-40, Кпш-10	50	—	0,024	0,012	1,8	0,4	0,6	0,1
Гиперстен	—	2,3	0,007	0,00016	0,02	0,002	0,006	0,0006
Биотит	—	1,0	0,005	0,00005	0,007	0,0008	0,002	0,0002
Гранат	—	0,7	0,03	0,0002	0,03	0,0002	0,0008	0,00009
Монацит	—	1,1	56,8	0,6248	93,5	18,7	45,6	4,3
Циркон	—	0,17	0,3	0,0003	0,04	—	—	—
Апатит	—	0,04	0,4	0,00002	0,003	0,0002	0,0006	0,0002
Рудный	—	1,7	0,26	0,003	0,04	0,004	0,2	0,05
Сумма				0,6448	96,04	19,2072	46,70	4,5
Валовая проба				0,668	—	23,6	50,6	4,3
Лейкократовые граниты								
Кпш-60, Кв-20, Пл-20	54	—	0,0014	0,00075	25,0	5,1	7,0	0,4
Пл-80, Кв-20	44	—	0,004	0,00176	58	9,6	21,0	2,4
Гранат	—	1,91	0,027	0,00051	17	0,17	0,4	0,05
Силлиманит	—	0,09	0,007	0,000006	0,2	—	—	—
Циркон	—	0,002	0,3	0,000006	0,2	—	—	—
Ильменит	—	0,002	0,26	0,000005	0,17	0,02	0,095	0,02
Сумма			—	0,003	100,57	14,9	28,5	2,87
Валовая проба				0,003	—	11,0	25,0	3,0

оси ординат — содержание акцессорного монацита, извлеченного из гранитов и пегматитов путем обогащения. Из рис. 34 видна прямая зависимость между содержанием акцессорного монацита и суммой редких земель в валовой пробе, которая может быть выражена уравнением $y = 0,312 + 0,16$ (см. рис. 34).

Иная картина распределения редких земель между минералами установлена для жильных пегматитов побужского комплекса. В них редкие земли, связанные с монацитом, составляют 93,5%, а редкие земли всех остальных акцессорных и породообразующих минералов — около 3% (табл. 91). Эта закономерность сохраняется при том условии, что в полевых шпатах пегматитов содержание редких земель в два раза выше, чем в одноименных минералах гранитов.

Весьма интересны данные расчета баланса редких земель в гранато-биотитовых гранитах побужского комплекса и во вмещающих биотито-гранатовых гнейсах. Количественные содержания редких земель в гранато-биотитовых гранитах в семь раз меньше, чем в гнейсах (табл. 91, 92). Уменьшение количества редких земель в граните обусловлено прежде всего тем, что в нем обнаружено около 30% калиевого полевого шпата, содержание лантаноидов в котором значительно ниже, чем в плагиоклазе из гнейсов. Характерно также то, что если в гранато-биотитовом граните акцессорный монацит практически не отмечен, то во вмещающих гнейсах содержание его составляет 70 г/т. В таких же количествах акцессорный монацит обнаружен и в бердичевских гранитах.

В апатите и рудном минерале биотито-гранатовых гнейсов концентрируется около 20% редких земель.

Таблица 91

и валовых пробах пегматитов и гранитов

Содержание редкоземельных элементов ($\Sigma TR=100\%$)

Nd	Sm	Eu+Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
(г. Литвин, 2098)										
0,09	0,007	0,01	0,001	0,1	0,01	Не обнаружено				
0,4	0,04	0,03	0,005	0,09	0,009	0,003	0,02	0,004	0,04	0,002
0,002	0,0003	0,0004	0,0001	0,005	0,0008	0,0003	0,0008	0,0001	0,001	0,0002
0,0009	0,0002	0,0003	0,00002	0,001	0,0002	0,00006	0,0005	0,00003	0,0006	0,00001
0,0004	0,0002	0,0006	0,0003	0,02	0,002	0,0006	0,002	0,0005	0,003	0,0003
19,7	2,7	1,2	Не обн.	1,3	Не обнаружено					
Не определялось										
0,0009	0,0002	0,0004	0,00001	0,0005	0,00008	0,00001	0,00007	0,00001	0,00003	0,00003
0,1	0,007	0,004	0,0004	0,001	Не обн.	Не обнаружено				
20,2942	2,75	1,2457	0,007	0,8675	0,67208	» »				
16,3	2,2	1,6	0,1	0,9	0,4	» »				
(с Крутнев, 2099)										
3,8	1,2	0,9	0,1	3,4	0,65	0,2	0,9	0,12	1,25	0,05
7,8	1,2	2,8	0,1	5,2	0,6	0,6	2,0	0,3	4,4	0,1
0,26	0,17	0,4	0,2	10,4	1,0	0,3	1,3	0,2	1,9	0,3
Не определялось										
» »										
0,05	0,004	0,002	0,0002	0,002	Не обнаружено					
11,9	2,6	4,1	0,4	16,4	2,25	1,1	4,2	0,62	7,6	0,45
9,6	2,4	3,1	0,4	18,5	3,9	1,4	6,5	2,8	11,3	1,1

Содержание и состав редких земель в минералах

Минерал, состав фракции	Содержание минералов, %		Содержание ΣTR, %	Количество ΣTR, г породы	Содержание ΣTR в данном минерале, %			
	подсчет по шлифу	подсчет по тяжелой фракции в шликсе				La	Ce	Pr
Кв-80	35		0,01	0,0035	16,7	3,2	6,58	0,53
Пл-20								
Пл-80	39		0,0065	0,0025	12,0	2,3	5,4	0,6
Кв-20*								
Биотит**	10		0,002	0,0002	1,0	0,2	0,3	0,04
Гранат	15		0,0345	0,0052	24,8	0,65	1,3	0,25
Циркон		0,044	0,3	0,00013	0,6			
Монацит		0,007	56,8	0,004	19,0	3,0	8,0	1,5
Сфен		0,01	0,45	0,00005	0,2			
Апатит		0,4	0,485	0,002	9,5	0,5	1,8	0,57
Рудный***		0,85	0,259	0,0022	10,5	1,1	5,0	1,2
Сумма								
Валовая проба				0,01978	94,3	10,95	28,4	4,69
				0,021		15,2	30,5	3,0

* Приняты цифры, полученные для аналогичных фракций обр. 2100; **—принята цифра, полученная для

Из приведенных данных по расчету баланса редких земель видно, что каждая изученная разновидность кристаллических пород характеризуется специфическими чертами.

Из всех минералов, входящих в состав гнейсов, гранитов и пегматитов, существенное значение имеет аксессуарный монацит. Роль его в балансе редких земель кристаллических пород неодинакова. Если в гнейсах и бердичевских гранитах с аксессуарным монацитом связано не более 25%, то с монацитом сингенетических пегматитов и пегматоидных гранитов — почти 50%, а с монацитом жильных пегматитов побужского комплекса — около 95% всего количества редких земель, встреченных в описанной разновидности пород.

Количественные содержания и составы редких земель в бердичевских гранитах и вмещающих гранато-биотитовых гнейсах очень сходны. Валовое содержание редких земель лишь немного меньше в гранитах.

Гранато-биотитовые граниты, по сравнению с вмещающими биотито-гранатовыми гнейсами, существенно обеднены редкими землями, что обусловлено особенностями их минерального состава и специфическими условиями образования.

В жильных пегматитах побужского комплекса устанавливается существенное обеднение породообразующих минералов редкими землями; основная масса их связана преимущественно с аксессуарами минералами.

**ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ХОДЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД**

Каждый из выделенных типов гранитов находится в определенных соотношениях с породами гнейсовых серий. Одни из них тесно генетически связаны с вмещающими гнейсами, другие приурочены к определенным фаціальным разновидностям гнейсов только пространственно. Не затрагивая вопроса о генетических соотношениях гнейсов и гранитов, рассмотрим данные изменения количественного содержания и состава редких земель в наблюдаемых естественных ассоциациях кристаллических пород в такой последовательности: гнейс — гранит — пегматит.

и валовой пробе биотито-гранатовых гнейсов

ΣTR = 100%										
Nd	Sm	Eu+Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
2,99	0,45	0,70	0,03	1,1	0,3	0,1	0,2	0,07	0,38	0,03
2,2	0,3	0,5	0,01	0,3	0,15	0,01	0,16	0,01	0,14	0,01
0,2 0,97	0,04 0,27	0,04 1,1	0,003 0,2	0,2 14,9	0,04 1,24	0,008 0,45	0,03 1,5	0,003 0,2	0,07 1,6	0,001 0,2
4,9	0,7	0,5	0,02	Не определялось 0,4		Не обнаружено				
2,8 2,87	0,64 0,19	1,24 0,1	0,04 0,01	Не определялось 1,45 0,24 0,09		0,04	0,1	0,03	0,1	0,01
16,9 12,8	2,6 4,5	4,2 5,9	0,3 0,2	18,2 13,0	2,2 4,2	0,61 1,4	2,0 3,8	0,3 0,7	2,3 4,5	0,25 0,3

Биотита, обр. 2101; *** — принято содержание TR для рудного обр. 2098.

В западной части Украинского щита четко устанавливается пять ассоциаций кристаллических пород:

гранато-биотитовый гнейс — бердичевский гранит — сингенетический пегматит;

биотито-гранатовый гнейс — лейкократовый гранит — сингенетический пегматит; гранато-пироксеновый гнейс — чарнокит — аплитопегматоидный гранит — жильный пегматит;

биотитовый гнейс — житомирский гранит — пегматит;

амфиболит — гранодиорит — плагиогранит — биотитовый гранит.

Изменение состава и количественное содержание редких земель показаны с помощью графиков, по оси ординат которых откладывается содержание, а по оси абсцисс — состав лантаноидов. При этом содержание редкоземельных элементов выражено как в виде относительных процентов (приняв $\Sigma TR = 100\%$), так и в абсолютных цифрах — в граммах на тонну породы.

Фигуративные точки индивидуальных редкоземельных элементов бердичевских гранитов и гранато-биотитовых гнейсов почти совпадают (рис. 35). Эти породы содержат одинаковые количества редких земель. Нет принципиальных различий и по минеральным формам вхождения редких земель в эти породы.

В сингенетических пегматитах заметно увеличивается содержание редких земель, изменяется их состав. В них возрастает содержание элементов цериевой подгруппы и несущественно изменяется количество тяжелых лантаноидов. Причем от гнейсов и бердичевских гранитов к пегматитам устанавливается неравномерное изменение количественного соотношения индивидуальных элементов цериевой группы. Если содержание церия и неодима увеличивается в два раза, то количество лантана остается почти постоянным. Эта особенность распределения редких земель обусловлена высокотемпературными условиями образования сингенетических пегматитов. Церий-неодимовые максимумы в составе редких земель, по данным Е. И. Семенова (1963), характерны для высокотемпературных минералов, входящих в состав основных и кислых пород. Содержание элементов иттриевой группы в пегматитах заметно уменьшается.

Наметившиеся некоторые различия в содержании редких земель между гранато-биотитовыми гнейсами и бердичевскими гранитами более резко проявились в другой ассоциации пород — биотито-гранатовом гнейсе и гранато-биотитовом граните. Степень обеднения редкими землями гранитов, по сравнению с вмещающи-

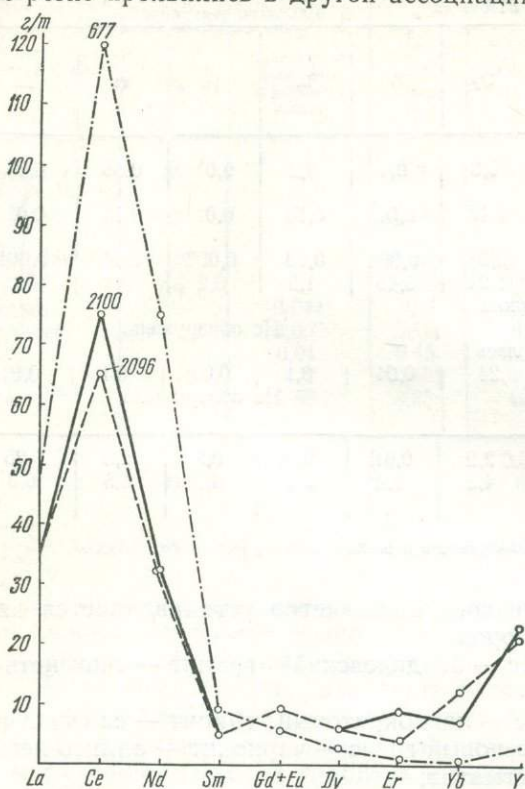


Рис. 35. Изменение состава и количественных содержаний редкоземельных элементов в гранато-биотитовых гнейсах (2100), бердичевских гранитах (2096) и сингенетических пегматитах (677):

677 — $\Sigma Ce/\Sigma Y = 40,6$ (280 $\epsilon/m = \Sigma TR$);
 2100 — $\Sigma Ce/\Sigma Y = 3,4$ (215 $\epsilon/m = \Sigma TR$);
 2096 — $\Sigma Ce/\Sigma Y = 3,48$ (195 $\epsilon/m = \Sigma TR$);

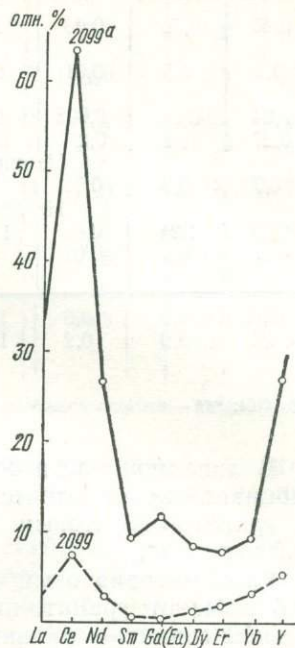


Рис. 36. Изменение состава редкоземельных элементов в биотито-гранатовых гнейсах (2099^a) и гранатовых лейкократовых гранитах (2099):
 2099 — $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,2$ (30 $\epsilon/m = \Sigma TR$);
 2099^a — $\Sigma Ce/\Sigma Y = 2,58$ (210 $\epsilon/m = \Sigma TR$).

ми гнейсами, отчетливо видна на рис. 36. В гранитах содержание индивидуальных редкоземельных элементов пропорционально уменьшается. Но более существенно меняется состав редких земель цериевой группы: отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в гнейсах составляет 2,58, а в гранитах — 1,2. Концентрируются легкие лантаноиды в сингенетических телах пегматитов, о чем свидетельствует повышенное содержание TR в них по сравнению с гнейсами и гранато-биотитовыми гранитами.

Та же тенденция, выражающаяся в уменьшении валовых содержаний редких земель от вмещающих гнейсов к гранитам, наблюдается в ассоциации пород: пироксеновый гнейс — чарнокит. Если количество редких земель в пироксеновых гнейсах составляет 0,018%, $\Sigma Ce/\Sigma Y = 5,37$, то в чарнокитах содержание их несколько меньше — 0,013%, $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,79$. Уменьшение содержания редких земель происходит главным образом за счет элементов цериевой подгруппы.

Принципиально иная направленность в распределении редких земель характерна для ассоциации пород пироксеновый гнейс — аплитопегматоидный гранит — жильный пегматит. Состав и содержание редких земель в гнейсах и гранитах неодинаковы. От гнейса через гранит

к пегматиту резко увеличивается содержание и существенно меняется состав редких земель. Содержание редких земель в граните почти в два, а в пегматите больше чем в 30 раз выше, чем в гнейсе. Отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ для гнейсов — 5,37, гранитов — 20,3, пегматитов — 76 (рис. 37). Для описанных типов пород различны и формы вхождения редкоземельных элементов. Если в пироксеновых гнейсах редкоземельные элементы главным образом рассеяны в виде

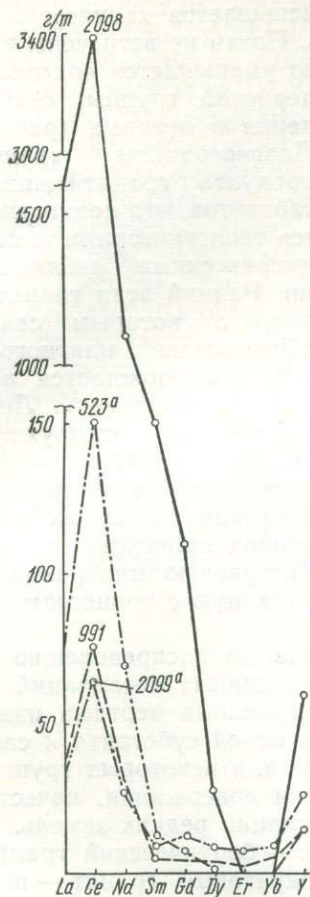


Рис. 37. Изменение состава и содержания TR в гнейсах (2099^a, 991), аплито-пегматоидных гранитах (523^a) и пегматитах (2098):

2099^a — $\Sigma TR = 0,020$;
 $\Sigma Ce/\Sigma Y = 2,58$;
 991 — $\Sigma TR = 0,018$;
 $\Sigma Ce/\Sigma Y = 5,37$;
 523^a — $\Sigma TR = 0,034$;
 $\Sigma Ce/\Sigma Y = 20,3$;
 2098 — $\Sigma TR = 0,668$;
 $\Sigma Ce/\Sigma Y = 75,9$.

количества редких земель, в которых значительную роль играют элементы иттриевой группы. Причем в житомирских гранитах не обнаружены собственно редкоземельные минералы. Редкие земли в них изоморфно рассеяны в кристаллических решетках породообразующих и аксессуарных минералов. В пегматитах редкие земли отмечены в количествах, несколько меньших по сравнению с житомирскими гранитами. В составе редких земель пегматитов устанавливается повышенное содержание элементов иттриевой группы (рис. 38). В этом, собственно, заключается одна из главнейших особенностей изменения состава и содержания редких земель от житомирского гранита к пегматиту, что, видимо, обусловлено геологическими условиями формирования этих пород.

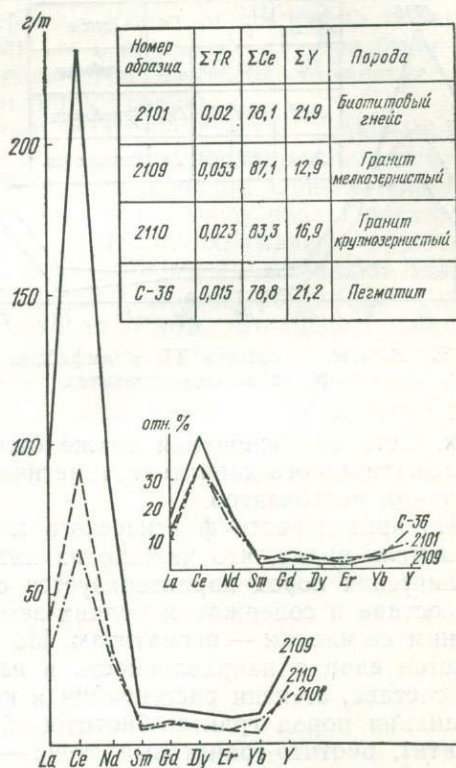


Рис. 38. Изменение состава редких земель в биотитовых гнейсах, житомирских гранитах и пегматитах.

изоморфных примесей в полевых шпатах и пироксенах, то в аплито-пегматоидных гранитах и пегматитах основная масса лантаноидов концентрируется в аксессуарном монаците.

В ассоциации пород биотитовый гнейс — житомирский гранит — пегматит от гнейсов к граниту существенно увеличивается общее

В ассоциации пород амфиболит — гранодиорит — плагиогранит четко проявлена тенденция к уменьшению количественных содержаний редких земель от амфиболита к плагиограниту. В гранодиорите содержание редких земель остается таким же, как и в амфиболитах, или несколько повышается. В плагиограните не только уменьшается количество редких земель, но и резко изменяется их состав. Почти не встречены в нем редкие земли иттриевой группы, существенно уменьшается содержание

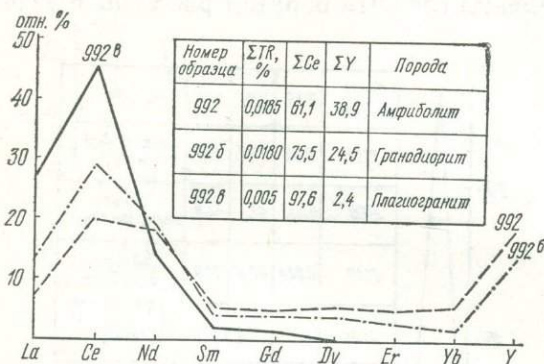


Рис. 39. Изменение состава TR в амфиболитах, гранодиоритах и плагиогранитах.

цериевой группы, особенно церия и неодима (рис. 39). Плагиограниты являются продуктом гранитизации метабазитов, что подтверждается геологическими и петрографическими наблюдениями. Ранний этап гранитизации, с которым связано образование плагиогранитов, сопровождается выносом редких земель. Легкие лантаноиды мигрируют частично, тяжелые — почти полностью. Частичная концентрация тяжелых лантаноидов происходит в пегматитах.

Есть все основания также ожидать иттриевую минерализацию метасоматического характера, генетически связанную с процессами гранитизации метабазитов.

Из приведенного фактического материала по распределению редких земель видно, что каждая из пяти естественных ассоциаций кристаллических пород характеризуется специфическими чертами изменения состава и содержания редких земель от пород субстрата к самым поздним ее членам — пегматитам. Но все же для некоторых групп намечается единая направленность в изменении содержания, качественного состава, степени рассеивания и концентрации редких земель. Так, ассоциация пород гранато-биотитовый гнейс — бердичевский гранит — пегматит, биотито-гранатовый гнейс — лейкократовый гранит — пегматит, пироксеновый гнейс — чарнокит — пегматит имеют общие особенности в распределении редких земель. От гнейсов к гранитам остается постоянным или уменьшается валовое содержание редких земель, происходит накопление легких лантаноидов в пегматитах, что свидетельствует о высокотемпературных условиях их образования. Первоисточником редких земель для данной группы пород были, видимо, осадки, в последующем метаморфизованные до состояния гнейсов, обогащенные иттриевыми землями, так как область питания в архее и раннем протерозое для осадочных образований служили главным образом основные породы. Существуют также мнения о том, что морские бассейны раннего докембрия были обогащены тяжелыми лантаноидами (Балашов, 1966).

О том, что исходными породами для гранато-биотитовых гнейсов были осадочные образования, помимо геологических данных, свидетельствует также сходство состава редких земель биотитовых гнейсов ($\Sigma Ce = 77,3\%$, $\Sigma Y = 22,7\%$) и терригенного ила ($\Sigma Ce = 78,1\%$, $\Sigma Y = 21,9\%$) Тихого и Индийского океанов. А состав редких земель биотито-гранатовых гнейсов ($\Sigma Ce = 72,1\%$, $\Sigma Y = 27,9\%$) почти такой же, как и красных глубоководных глин ($\Sigma Ce = 73,9\%$, $\Sigma Y = 26,1\%$) Тихого океана (Волков и др., 1967).

Второе направление в изменении состава и содержания редких земель характерно для аплито-пегматоидных гранитов побужского ком-

плекса и житомирских гранитов. Состав редких земель в гранитах и вмещающих гнейсах различен. Надо отметить, что в составе редких земель пегматитов, генетически связанных с гранитами побужского и Кировоградско-житомирского комплексов, выявлены существенные различия. Если пегматиты аплито-пегматоидных гранитов побужского комплекса селективно цериевые, то в составе редких земель пегматитов житомирских гранитов существенную роль играют редкоземельные элементы иттриевой группы. В первых около 95% редких земель связано с собственно TR-минералами, во вторых редкоземельные элементы рассеяны в породообразующих минералах. Есть все основания полагать, что первоисточником редких земель тех и других пегматитов были расплавы, образовавшиеся в неодинаковой геологической обстановке и генетически связанные с различными типами гранитов.

И наконец, третье направление в эволюции состава редких земель связано с минеральными преобразованиями ассоциации пород от амфиболитов и амфиболовых гнейсов к плагиогранитам. Общая тенденция в ходе гранитизации metabазитов сводится к выносу редких земель иттриевой группы и концентрации их в пегматитах, главным образом в метасоматических образованиях, поиски которых представляют одну из первоочередных задач прикладной геологии. Анализ фактического материала позволяет высказать соображения о том, что первоисточником редких земель были metabазиты, среди которых встречаются как первично-магматические, так и осадочные породы. Об этом свидетельствует неодинаковый состав редких земель в амфиболитах из отдельных районов западной части Украинского щита.

**ДАТИРОВАНИЕ АКЦЕССОРНЫХ,
ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ
И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД**

Геологи и геохимики Украины в послевоенные годы одними из первых в Советском Союзе начали проводить широкие исследования по определению абсолютного возраста горных пород. Руководили этими исследованиями Н. П. Семененко и Е. С. Бурксер. Первые работы по определению абсолютного возраста горных пород на Украине были начаты Е. С. Бурксером в 1950 г.

Информация о возрасте кристаллических пород Украинского щита с момента организации радиологических лабораторий в Советском Союзе быстро растет. Это вызвано тем, что исследования по определению абсолютного возраста кристаллических пород Украины велись не только отделом геохимии Института геологических наук АН УССР, но и многими ведущими радиологическими лабораториями Ленинграда (Л. В. Комлев, И. Е. Старик, Э. К. Герлинг, Н. И. Полевая) и Москвы (А. И. Тугаринов). Причем определения абсолютного возраста выполняются аргоновым и свинцовым методами. В последние годы радиологической лабораторией Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР по некоторым районам Украинского щита получены цифровые значения возраста стронциевым методом. Надо отметить, что впервые в Советском Союзе химический метод выделения стронция и рубидия из минералов для определения абсолютного возраста разработали Е. С. Бурксер и В. В. Бурксер. В последнее время стронциевый метод освоен в ИГФМ АН УССР, но этим методом выполнено пока небольшое число определений возраста.

Геологи и радиологи Украины впервые в Советском Союзе использовали и дали физико-химическое обоснование применимости амфиболов и гидрослюдистых минералов для геохронологических целей. Идея применения гидрослюдистых минералов для датирования слабометаморфизованных пород принадлежит Н. П. Семененко, а использовать калийсодержащие амфиболы для определения изотопного возраста предложил впервые в 1961 г. автор настоящей работы. Химики и физики отдела геохимии изотопов и радиогеохронологии ИГФМ АН УССР разработаны методы изотопного разбавления для количественного определения свинца и урана в минералах и породах.

В настоящее время геохронологические исследования интенсивно проводятся на Украине, но главным объектом радиологических исследований по-прежнему остается Украинский щит.

**ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА**

За последнее десятилетие радиологическими лабораториями Ленинграда, Москвы и Киева выполнены многочисленные определения абсолютного возраста пород и минералов Украинского щита свинцовым и

аргоновым методами. По отдельным районам, главным образом в северо-западной и приазовской частях, имеются определения возраста, выполненные стронциевым методом.

По геохронологии щита на основании данных абсолютного возраста опубликованы многочисленные работы (Семененко, 1965; Виноградов, Комлев, Тугаринов, 1960; Бурксер, Ивантишин, 1960; Герлинг и др., 1969). Но собственно в западной части Украинского щита определения абсолютного возраста проводились главным образом в ИГФМ АН УССР (частично в лаборатории Л. В. Комлева). Значительная часть исследований по определению изотопного возраста, выполненных в лабораториях А. И. Тугаринова и Л. В. Комлева, проведена в центральной части щита. Л. В. Комлев и А. И. Тугаринов и сотрудники их лабораторий внесли большой вклад в изучение геохронологии докембрия Украины. Л. В. Комлевым впервые установлены древнейшие образования Украинского щита возрастом около 3000 млн. лет. Им впервые выполнены определения абсолютного возраста акцессорных минералов из кристаллических пород западной и центральной частей щита. Данные А. И. Тугаринова и его сотрудников относятся главным образом к центральной части щита. В частности, они провели значительные исследования по выяснению стратиграфического положения криворожской серии и соотношения ее с окружающими гранитоидами (Тугаринов и др., 1960, 1962, 1963).

Повышенный интерес радиологов Советского Союза к докембрию Украинского щита обусловлен двумя обстоятельствами. Во-первых, исключительной сложностью геологического строения Украинского щита, в пределах которого многократно проявились метаморфические и магматические процессы. Поэтому, несмотря на то что докембрий Украины изучается уже многими поколениями геологов, до сих пор нет единой стратиграфической схемы по щиту. Во-вторых, кристаллические породы щита легко исследуются радиологическими методами. В гранитах и мигматитах часто встречаются такие акцессорные минералы, как монацит, циркон, ортит, ксенотим, по которым надежно можно датировать этапы минералообразования. Нередко в породах встречается несколько акцессорных минералов. Породы метаморфических серий в большинстве случаев содержат биотит и амфибол. Без преувеличения можно сказать, что в настоящее время не только в СССР, но и во всем мире нет региона, столь полно и всесторонне изученного в радиологическом отношении, как Украинский щит. По минералам и породам Украинского щита выполнено более 2000 определений абсолютного возраста. Из них 1300 определений сделано по слюдам и амфиболам аргоновым методом, около 300 — по акцессорным минералам свинцовым методом, 350 — по породам аргоновым методом и около 100 — по породам и минералам рубидий-стронциевым методом. Примечательно то обстоятельство, что почти половина всех свинцовых определений абсолютного возраста приходится на западную часть Украинского щита, тогда как аргоновых определений абсолютного возраста на площади западной части Украинского щита выполнено относительно небольшое количество (около 150). Это несоответствие вполне объяснимо. Аргоновые даты, особенно полученные по слюдам, для данного региона чаще всего не отвечают истинному возрасту этих минералов, тогда как акцессорные радиоактивные минералы более надежно датируют геологические процессы.

Надо отметить, что отдельные районы западной части Украинского щита геохронологическими датами охарактеризованы неравномерно. Наиболее слабо в этом отношении освещены водораздельные пространства междуречий Рось — Юж. Буг, Юж. Буг — Случь.

Отдельные разновидности кристаллических пород охвачены определениями абсолютного возраста также неодинаково. Наиболее полно

в геохронологическом отношении изучены граниты и пегматиты бердичевского и побужского комплексов, в меньшей степени — граниты кировоградско-житомирского комплекса. По аксессуарным радиоактивным минералам достоверно датированы граниты и пегматиты. Что же касается гнейсов, то они бедны аксессуарными радиоактивными минералами и чаще всего охарактеризованы аргоновым возрастом, полученным по слюдам и амфиболам. Но все же из некоторых разновидностей гнейсов, хотя и с большим трудом, удалось выделить необходимое количество аксессуарных радиоактивных минералов и выполнить по ним определения изотопного возраста.

Довольно полно изучен изотопный возраст биотитовых гранитов и пегматитов побужского комплекса, развитых в бассейне р. Юж. Буга на ее участках между Винницей и Хмельником.

Гранато-биотитовые граниты этого комплекса в геологическом и радиологическом отношении менее изучены, так как эти граниты ограниченно развиты, как самостоятельный петрографический тип они выделены сравнительно недавно. Кроме того, гранато-биотитовые граниты крайне бедны аксессуарным монацитом.

Жильные пегматиты и пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией, относящейся к побужскому комплексу, надежно датированы по аксессуарному монациту и циркону свинцовым методом. Во всех описанных разновидностях гранитов и пегматитов обнаружены слюды, по которым определен возраст аргоновым методом.

В гранитах кировоградско-житомирского комплекса аксессуарный монацит развит локально. Поэтому области развития гранитов кировоградско-житомирского комплекса охарактеризованы возрастными датами крайне неравномерно. Но имеющиеся определения абсолютного возраста, полученные по аксессуарному монациту свинцовым методом, довольно полно характеризуют принадлежность гранитов этого комплекса к протерозою.

Гнейсовые серии западной части Украинского щита по сравнению с гранитами в радиологическом отношении изучены менее надежно, поскольку среди пород гнейсовой серии аксессуарные минералы встречаются редко. Что же касается определений возраста, выполненных по калийсодержащим минералам аргоновым методом, то они чаще всего отражают время проявления наложенных процессов или вообще не подвергаются геологической интерпретации. Поэтому надежное определение изотопного возраста кристаллических пород гнейсовых серий — одна из сложнейших проблем геохронологии. В связи с этим исключительное значение представляют цифровые значения возраста, определенные свинцово-изотопным методом по аксессуарным минералам из кристаллических сланцев. Идея об использовании аксессуарных минералов метаморфизованных основных пород для датирования древнейших образований западной части Украинского щита принадлежит автору настоящей работы. Она возникла в связи с тем, что по западной части Украинского щита свинцовым методом датируются главным образом граниты и пегматиты. По геологическим условиям залегания они являются более поздними образованиями, чем породы гнейсовых серий. В составе гнейсовых серий преобладают паропороды; лишь кристаллические сланцы основного состава наверняка являются ортопородами. Поэтому и следовало ожидать, что при возрасте гранитов и пегматитов 2100 ± 200 млн. лет цирконы из основных пород должны быть более древними образованиями. И действительно, возраст цирконов из кристаллических сланцев составляет 2500—2700 млн. лет. Кроме того, цирконы древнейших основных пород западной части Украинского щита существенно отличаются от одноименных минералов из более молодых образований и по минералогическим особенностям.

В настоящее время по западной части Украинского щита выполнено около 500 определений абсолютного возраста в лабораториях ИГФМ АН УССР, Радиевого института АН СССР и Министерства геологии УССР. По некоторым разновидностям кристаллических пород из одних и тех же мест в разное время проведены определения абсолютного возраста свинцовым и аргоновым методами.

Надо отметить, что для западной части Украинского щита наиболее часто сходящиеся изотопные даты получаются по акцессорным минералам и амфиболам. Эти даты могут быть использованы при разработке геохронологических и стратиграфических схем. Изотопные даты, получаемые только аргоновым методом, часто не отвечают действительному возрасту пород, претерпевших многократные изменения.

В целом имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что западная часть Украинского щита наиболее полно охарактеризована определениями абсолютного возраста, и в настоящее время существует возможность дать обоснованное геохронологическое расчленение этой области Украинского щита по геологическим, петрологическим и радиологическим данным.

В дальнейшем будут приводиться изотопные даты, полученные различными методами; способы расчета абсолютного возраста рассмотрены в коллективной монографии «Геохронология докембрия Украины», опубликованной в 1965 г., где приведены также значения констант, используемых для расчета цифровых значений возраста.

О ВЛИЯНИИ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СМЕЩЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ В АКЦЕССОРНЫХ РАДИОАКТИВНЫХ МИНЕРАЛАХ

Для определения изотопного возраста кристаллических пород западной части Украинского щита свинцовым методом практически применяются такие акцессорные радиоактивные минералы, как монацит, ксенотим, уранинит, циркон, ортит. В меньшей степени для этих целей используются апатит и сфен.

Акцессорный монацит широко используется для определения изотопного возраста не только западной части, но и других районов Украинского щита. Это обусловлено тем, что он обнаружен как акцессорный минерал во многих разновидностях гранитов, мигматитов, пегматитов и некоторых разновидностях гнейсов.

Критерием хорошей сохранности монацита является сходимость возрастов по всем изотопным отношениям. Многочисленные определения изотопного возраста, выполненные по монациту, показали, что этому минералу присуща хорошая сохранность. Но встречаются случаи, когда монацит подвержен химическому и физическому изменениям в результате воздействия гипергенных и гипогенных процессов. Изменение монацита, входящего в состав гранита, подвергшегося сильной каолинизации, четко можно наблюдать как макроскопически, так и при микроскопических исследованиях. Кристаллы монацита в этих условиях разрушаются снаружи и вдоль трещин, покрываясь тонкой коркой. Чем интенсивней протекают процессы выветривания гранита, тем больше покрывается монацит вторичной коркой. Толщина корок при диаметре зерна 0,5—0,7 мм составляет не более 0,01—0,05 мм. Корки состоят из аморфного серовато-бурого вещества. Эти образования представляют собой плотную оболочку, трудно отделимую от зерен монацита. Для отделения материала, образующего крепкие оболочки на кристаллах, проба мономинеральной фракции помещалась на несколько суток в дистиллированную воду. При этом от монацита отмучивались глинистые частицы, попавшие на поверхность кристаллов из каолина. Вещество корок, образовавшееся за счет разрушения монацита, удерживалось

более прочно. Поэтому для его отделения минерал растирали в воде при помощи палочки, покрытой резиной. Таким образом материал корок отделялся в виде взмученной в воде массы. На 1 кг монацита отделялось около 50 г вещества, т. е. около 5%. При этом полного отделения корок от монацита не происходило. В то же время часть монацита, видимо, попадала в вещество корок в результате механического разрушения.

В нашем распоряжении было два измененных монацита. Один из них выделен из каолинов и сильно каолинизированных бердичевских гранитов (обр. 1), другой — из менее каолинизированных гранитов житомирского типа (обр. 2). Монацит 1 и снятые с него корки были подвергнуты полному химическому анализу, результат которого представлен в табл. 93. Данные химического анализа показывают, что

Таблица 93

Результаты химического анализа монацита и снятых с него корок

Компонент	Монацит		Корки		Разность молекулярных количеств
	Содержание, %	Молекулярное количество	Содержание, %	Молекулярное количество	
SiO ₂	1,2	32	6,64	117	+85
TiO ₂	0,18	2	3,44	43	+41
Al ₂ O ₃	0,20	2	1,76	17	+15
Fe ₂ O ₃	0,64	4	1,14	7	+3
CaO	1,04	18	2,32	40	+22
MgO	0,40	9	0,66	13	+4
P ₂ O ₅	27,34	180	25,67	168	-12
ThO ₂	5,80	22	4,30	16	-6
Ce ₂ O ₃	27,48	82	19,94	60	-22
(TR) ₂ O ₃	32,15	94	30,12	91	-3
PbO	0,96	—	0,98	—	—
U ₃ O ₈	1,08	0,12	0,88	0,10	-0,02
H ₂ O гигр.	0,14	—	0,25	—	—
П. п. п.	0,20	—	2,35	—	—
Сумма	99,51	—	100,45	—	—

в корках, наряду с продуктами выветривания и разрушения монацита, содержится материал, заимствованный из породообразующих минералов бердичевских гранитов. В частности, глинозем поступил в корки в результате разрушения полевых шпатов и граната. Примечательно то обстоятельство, что в монаците 1 и корках, развивающихся по нему, остается почти постоянным содержание свинца, как это видно из приведенных данных:

	U, %	Th, %	Pb, %
Монацит 1	0,91	5,11	0,90
Корки	0,75	3,78	0,92
Монацит 2	0,16	8,22	0,72
Корки	0,145	3,57	0,425

В корках монацита 2 содержание свинца уменьшается. Это явление обусловлено, видимо, различными геохимическими условиями гипергенного разрушения тех и других гранитов. Монацит 1 извлечен из гранитов, почти полностью превращенных в каолин. Интенсивное образование каолинита связано с разрушением полевых шпатов в доступной атмосферному воздуху и поверхностным водам обстановке. В этих условиях, вероятно, устанавливается слабокислая среда вследствие наличия углекислоты и органических кислот растительного происхождения. Про-

цессы выветривания протекают весьма интенсивно. Такие условия, видимо, способствовали накоплению обыкновенного свинца за счет разрушения породообразующих минералов. Уран при разрушении монацита частично мигрирует. Подтверждением этому является существенное изменение отношений Pb/U в монаците (0,99) и корках (1,123) при почти одинаковом содержании свинца.

В нескольких иных условиях находился монацит 2. Выветривание гранита не достигало стадии образования чистого каолинита. Возникла дресва, в состав которой входили минералы группы гидрослюд. Геохимическая среда была менее кислой, что способствовало сохранению в растворах комплексных растворимых карбонатных солей уранила и щелочей (Бурксер и др., 1962). Не исключено, что чем интенсивнее проходят процессы гипергенного разрушения монацита, тем больше в продукты его вторичных образований входит посторонний материал из вмещающей среды. Об этом свидетельствуют данные изотопного состава свинца, выделенного из монацита и корок (табл. 94). Если в свинце ко-

Таблица 94

Изотопный состав свинца, выделенного из монацита и корок

Минеральное вещество	Изотопный состав свинца, %				Содержание нерадио-генного свинца, %
	204	206	207	208	
Монацит 1	0,056	37,48	5,64	56,81	2,5
Корки	0,345	34,77	9,05	55,85	21,71
Монацит 2	0,052	9,00	1,68	89,27	2,3
Корки	0,172	13,61	4,20	82,02	10,8

рок, развивающихся по монациту, выделенному из каолинов, содержание нерадио-генного свинца 21,7%, то обыкновенный свинец в корках, образующихся по монациту менее измененных гранитов, составляет всего лишь 10,8%.

Возможность захвата примесного свинца минералами, подвергшимся гипергенным изменениям, описана Л. В. Комлевым (1964), К. К. Жировым (1957), Ж. Тилтоном (1956).

Установленные особенности в нарушении изотопных соотношений в монаците, вызванные гипергенными процессами, подтверждаются экспериментальными данными, полученными многими исследователями. В частности, И. Е. Старик и его сотрудники многочисленными опытами показали, что в радиоактивных акцессорных минералах наблюдается более высокая выщелачиваемость «продуктов распада по сравнению с материнскими элементами» (Старик, 1961). Причем продукты распада концентрируются главным образом на стенках капилляров и в зонах нарушения минералов, где они находятся в более подвижном состоянии по сравнению с атомами, расположенными в узлах кристаллической решетки. Уран и торий из монацита выщелачиваются в незначительных количествах лишь в подкисленных растворах (рН 1—2), в нейтральной среде эти элементы неподвижны. В монаците величина предельной выщелачиваемости для тория и урана составляет 2,8% (Старик, 1961). Экспериментальными исследованиями И. Е. Старика (1961), Ж. Тилтона, Л. Николайсена (1957) установлено, что изотопные составы свинца монацита и кислотной вытяжки резко отличаются. Легче всего выщелачивается из монацита обыкновенный свинец, несколько хуже Pb^{206} и Pb^{207} , и самые прочные позиции в кристаллической решетке занимает ториевый свинец.

Аналогично поведение радио-генного свинца при выщелачивании его из циркона и ортита.

Наблюдается существенное расхождение цифровых значений возраста монацитов, сильно измененных в гипергенных условиях, по отдельным изотопным отношениям. Примером в этом отношении может служить монацит, выделенный из сильно каолинизированных гранитов житомирского типа, развитых в бассейне р. Роси (обр. 109/62, табл. 95).

Таблица 95

Изотопный возраст монацитов, измененных в гипергенных условиях

Минеральное вещество	Содержание, %			Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет			
	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$
109/62	0,28	7,20	1,05	0,392	19,21	7,94	72,65	1900	2490	3350	2870
1	0,91	5,11	0,90	0,056	37,48	5,64	56,81	2110	2150	2280	2220
Корки	0,75	3,78	0,92	0,345	34,77	9,05	55,85	2340	2180	2300	2240
2	0,16	8,22	0,72	0,052	9,00	1,68	89,27	1680	1850	2320	2080
Корки	0,145	3,57	0,425	0,172	13,16	4,20	82,02	1980	2390	2090	2240

Разница в цифровых значениях возраста по отношениям $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ и $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ составляет почти 1500 млн. лет, что, несомненно, обусловлено выносом урана из монацита.

По монациту 1, освобожденному от корок, получены сравнительно хорошо сходящиеся цифровые значения возраста по всем изотопным отношениям. Примечательно, что и в корках монацита 1 цифровые значения мало изменяются по отдельным изотопным отношениям. Это объясняется, видимо, тем, что в ходе гипергенного разрушения монацита 1 в нем почти не нарушается соотношение между радиоактивными изотопами и продуктами их распада. Иными словами, пропорционально из монацита выносятся уран, торий и радиогенный свинец. В частности, Th/U-отношение в монаците 1 и в корках, развивающихся по нему, остается почти постоянным — 5,6—5,1.

В монаците 2 и корках, развивающихся по нему, устанавливается более существенное расхождение цифровых значений по отдельным изотопным отношениям, что обусловлено прежде всего характером изменения монацита. Корки образуются не только по периферии кристаллов, но и проникают по трещинам вглубь их. Поэтому полностью отделить вещество корок от монацита практически невозможно. Кроме того, некоторые расхождения цифровых значений обусловлены недостаточной точностью экспериментального определения Pb²⁰⁷ из-за низкого содержания его в монаците. Поправка на обыкновенный свинец по Pb²⁰⁷ составляет более 50%. Таким образом, монацит под воздействием гипергенных процессов существенно изменяется, что проявляется в больших колебаниях цифровых значений возраста по отдельным изотопным отношениям.

Чтобы выяснить влияние гипогенных процессов на степень изменения монацита и установить, имеют ли место нарушения изотопных соотношений, были отобраны специальные пробы из приконтактовых зон гранитоидов бердичевского комплекса, рассекаемых жилами пегматитов и житомирских гранитов. Результаты по определению изотопного возраста монацита из гранитов и мигматитов, контактирующих непосредственно с секущими жилами, и монацита, выделенного из этих же пород, но удаленных на значительные расстояния от жил, приведены в табл. 96. Вмещающие породы вблизи контактов жил были детально изучены в петрографическом отношении. Этими исследованиями установлено, что

внедрение жильных тел гранитов и пегматитов обычно не сопровождается активным метасоматозом. Лишь изредка во вмещающих породах слабо проявлена микроклинизация. Чаще же контакты жил четкие. Поэтому главное влияние секущих жил на вмещающие породы, видимо, выражалось только в температурном прогреве. Из данных табл. 96 видно, что ни контактовые влияния секущих жил гранитов и пегматитов, ни интенсивная милонитизация не изменили существенно монацит, находящийся во вмещающих породах. Во всяком случае, если эти изменения произошли, то они незначительны и не уловимы современными методами количественного определения радиоактивных элементов и продуктов их распада.

Известно, что на нарушение изотопных отношений в аксессуарных радиоактивных минералах могут оказать самое значительное влияние растворы поверхностного или глубинного происхождения. Нами уже рассмотрены примеры изменения монацита под воздействием гипергенных процессов слабокислой среды. Возможность выщелачивания радиоактивных изотопов и продуктов их распада экспериментально доказана И. Е. Стариком (1961), Л. В. Комлевым (1964) и их сотрудниками. Л. В. Комлев и К. С. Иванова (1964) провели серию опытов по обработке монацитов слабым раствором соляной кислоты. Они убедительно показали, что в кислотной вытяжке преобладает обыкновенный свинец. И. Е. Старик установил, что при воздействии растворов на минерал могут происходить два процесса: выщелачивание радиоактивных изотопов без нарушения кристаллической решетки и извлечение радиоактивных изотопов в связи с разрушением кристаллической решетки. Состояние кристаллической решетки определяется величиной коэффициентов эманирования и выщелачивания. Величина коэффициента эманирования радона в монацитах, по данным И. Е. Старика (1961), незначительна — 0,08—2,0%. Эманлирующая способность радона, актинона и торона для минералов зависит от температурного прогрева. Для многих аксессуарных минералов коэффициент эманирования становится существенным лишь при температуре свыше 700° (Старик и др., 1955).

Температуры образования гранитов кировоградско-житомирского комплекса, которые могли оказать тепловой прогрев на более древние породы гнейсовых серий и гранитов бердичевского комплекса, не превышали 700° С. Поэтому есть основания полагать, что эманирование существенного влияния на нарушение изотопных отношений в монаците не оказывало. В частности, ни в одном из монацитов, выделенных из приконтактовых зон секущих жил, не наблюдается потери радона, о чем свидетельствуют данные изотопных отношений в изученных минералах. Если эти явления имели бы место, то наблюдалась бы потеря Pb^{206} (Ahrens, 1955; Eckelmann, Kulr, 1956; Старик, 1961), вследствие чего значение возраста по отношению Pb^{206}/Pb^{238} должно быть занижено. Это не устанавливается в изученных монацитах.

На смещение соотношений между материнскими и дочерними изотопами в аксессуарных минералах некоторое влияние могут оказать процессы диффузии. Явления диффузии продуктов радиогенного распада в монацитах, цирксонах и уранинитах изучали многие исследователи (Nicolaysen, 1957; Tilton, 1960; Вороновский и др., 1969).

По данным Л. Николайсена (Nicolaysen, 1957), значения коэффициентов диффузии свинца в монаците и цирконе находятся в пределах 10^{-21} — 10^{-23} см²/сек.

С. П. Вороновский (1969) изучал явления диффузии свинца в монацитах из гранитов побужского комплекса и пришел к выводу о том, что диффузия радиогенных изотопов свинца в монаците при температуре до 1200° С не оказывает существенного влияния на смещение изотопных отношений. По его данным, в монаците, в отличие от уранинита, не содержится нестабильная зона радиогенного свинца, что является

Изотопный состав свинца и возраст монацитов, выделенных из секущих

Номер образца	Геологическая позиция	Содержание, %		
		U	Th	Pb
169/57	Проба отобрана из биотито-гранатовых мигматитов, в 1,5 км от секущей жилы житомирского гранита	0,59	4,46	0,64
101/59	Проба отобрана из биотито-гранатовых мигматитов в непосредственном контакте с секущей жилой	0,47	4,61	0,68
102/59	Секущая жила серого микроклинового гранита	0,325	2,41	0,35
105/59	Биотито-гранатовый мигматит, в 2,5 км от секущей жилы пегматита	1,18	8,23	1,25
51/61	Биотито-гранатовый мигматит из непосредственного контакта с жилой пегматита	0,41	7,33	0,77
48/61	Жила секущего пегматита	0,37	11,00	1,26
2657	Аплито-пегматоидный гранит	0,15	2,96	0,94
2656	Тот же гранит милонитизированный	0,14	2,20	0,96
2100	Гнейс гранато-биотитовый	0,458	5,02	0,67
171/61	Гранит бердичевский, включающий ксенолиты гнейса (2100)	0,50	4,44	0,62

гарантией хорошей сохранности радиогенных изотопов свинца в этом минерале.

Приведенные данные показывают, что из всех рассмотренных факторов лишь воздействие растворов оказывает некоторое влияние на смещение изотопных отношений в монаците. Измененный монацит легко отличается от минерала хорошей сохранности при микроскопических исследованиях. Разрушенные кристаллы монацита нельзя использовать для датирования кристаллических пород.

В отличие от монацита, измененные цирконы с признаками новообразований ни макроскопически, ни при микроскопических исследованиях не наблюдались (за исключением явлений регенерации, которые описаны в гл. VII), хотя и в цирконах кристаллических пород с признаками наложенного щелочного метасоматоза четко выражено смещение между материнскими и дочерними изотопами. Цирконы из кристаллических пород гнейсовых серий часто подвержены метамиктному изменению. Такие цирконы, как правило, обогащены обыкновенным свинцом. Вообще для акцессорных цирконов характерны повышенные содержания обыкновенного свинца (иногда более 50%) (табл. 97). Еще выше содержание обыкновенного свинца в сфене и апатите. В этих минералах радиогенный свинец иногда составляет всего лишь 25% (табл. 98). Если учесть, что содержания радиоактивных элементов в данных минералах весьма ничтожны и поэтому ошибки в количественных определениях их большие, станет ясным, насколько мало достоверны изотопные даты, получаемые по описанным минералам. Эти данные могут быть использованы лишь как дополнительный материал при обработке изотопных анализов графическими методами.

Чтобы выяснить точность определения возраста кристаллических пород свинцовым методом, были проведены специальные методические исследования на 18 монацитах и 12 сосуществующих с ними цирконах. Два монацита из этих минералов были представлены в качестве всеобщих стандартов (Бурксер и др., 1962), возраст их определялся в нескольких лабораториях Советского Союза. В исследуемых образцах уран, торий и свинец определялись, как правило, двумя независимыми методами, а иногда и в разных лабораториях. Полученные данные по-

жил и вмещающих пород, удаленных на различные расстояния от зоны контакта

Изотопный состав свинца				Изотопный возраст, млн. лет			
Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$
0,044	28,80	4,35	66,82	2050	2200	2000	2080
0,027	27,03	3,81	69,22	2230	2100	2380	2240
0,033	29,25	3,89	66,83	2080	1980	1980	1980
0,040	33,29	4,08	62,57	2040	1780	2180	1990
0,005	15,67	1,83	82,52	1880	1950	1910	1920
0,005	9,97	1,2	88,55	1940	1900	2160	2080
0,020	6,44	1,03	92,38	2090	1990	2390	2190
0,020	5,13	0,79	94,00	2120	1710	2110	1920
0,005	23,00	2,82	74,18	2150	2030	2140	2090
0,096	29,23	4,95	65,70	1950	2150	2180	2100

зволяют сделать выводы о точности определения содержаний тория, урана и свинца. При анализе количественных содержаний свинца, выполненных методом изотопного разбавления, полученная ошибка составляет не более 1,5—2,0%. Максимальная ошибка полярографического определения свинца в монацитах несколько выше — $\pm 2,5\%$.

Сравнивая данные радиохимического и химического методов определения тория, видим, что возможная точность не превышает 5%. При определении малых количеств урана в монацитах и цирконах возможны более значительные погрешности: 5—20%. Это относится особенно к цирконам, содержание урана в которых по сравнению с монацитом на порядок ниже. Что касается погрешностей, вносимых в расчеты цифровых значений возраста за счет определений изотопного состава свинца, то они могут значительно изменяться в зависимости от относительных количеств различных изотопов. Ошибка в определении Pb²⁰⁸ в монаците не более 0,5%, Pb²⁰⁶—2—3%, Pb²⁰⁷—2—10%.

Следует отметить особенно низкую точность определения содержания Pb²⁰⁴, при малых количествах (0,1%) которого ошибка составляет не менее 10%.

Данные методических исследований (Елисеева и др., 1965) позволяют считать, что достоверность цифровых значений возраста большинства монацитов из гранитоидов западной части Украинского щита, не подвергшихся существенным геохимическим изменениям, с аналитической точки зрения уменьшается в такой последовательности:

$$Pb^{208}/Th^{232} > Pb^{206}/U^{238} > Pb^{207}/U^{235} > Pb^{207}/Pb^{206}$$

Следует обратить внимание на особенно низкую точность датирования, получаемого по отношениям Pb²⁰⁷/U²³⁵ и Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ для монацитов из гранитов побужского комплекса, отличающихся исключительно низким содержанием Pb²⁰⁷.

Возраст, определяемый по свинцово-ториевому отношению для монацитов, наиболее достоверный: максимальная аналитическая ошибка составляет в среднем 5%. Эта погрешность учитывает точность определения констант распада тория и введение поправки на обыкновенный свинец.

Таблица 97

Изотопный состав и содержание радиогенного свинца в цирконах

Номер образца	Содержание Pb, %	Изотопный состав свинца				Содержание радиогенного свинца, %
		Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	
5	0,093	0,053	63,59	11,06	25,29	96,6
7	He опр.	0,064	78,39	9,89	11,66	96,0
4	0,069	0,857	31,24	18,14	49,76	45,9
5 ^a	He опр.	0,035	79,98	13,33	6,65	97,8
5 ^b	» »	0,230	68,98	13,73	17,06	85,5
112/59	0,026	0,100	76,18	10,23	13,49	93,7
16/60	0,055	0,921	42,80	18,05	38,22	41,8
106/59	0,036	0,155	46,71	7,79	45,56	90,2
9/60	0,026	0,320	66,23	12,16	21,26	79,8
15/60	He опр.	0,281	70,03	12,49	17,18	82,2
101/59	0,041	0,77	51,05	16,65	31,53	51,4
2099 ^a	0,015	0,187	70,26	11,76	17,79	88,2
2/66	0,020	0,203	68,84	14,12	17,84	87,2

Таблица 98

Изотопный состав и содержание радиогенного свинца в апатитах и сфенах

Номер образца	Минерал	Содержание свинца, %	Изотопный состав свинца				Содержание радиогенного свинца, %
			Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	
1/66	Апатит	He опр.	0,50	52,25	14,64	32,61	68,4
2/66	»	0,0012	0,894	33,55	16,41	49,15	43,5
7	»	He опр.	1,15	31,35	19,09	48,42	24,5
4709	»	» »	0,257	67,08	12,20	20,46	83,8
2/66	Сфен	0,032	0,554	33,30	11,91	54,24	65,0
512/66	»	He опр.	0,517	38,66	12,57	48,26	67,3

Исследования по точности определения изотопного возраста выполнены на монацитах из двух групп гранитоидов; результаты их опубликованы в ряде работ (Щербак, 1962; Гольденфельд, 1962, 1965).

Известно много литературных данных советских и зарубежных исследователей (Старик, 1961; Тугаринов, 1968; Tilton, 1960) по определению изотопного возраста цирконов. Установлены как сходящиеся, так и расходящиеся значения возраста по отдельным изотопным отношениям цирконов. Часто возраст по цирконам согласуется с цифровыми значениями дат, полученных по другим сосуществующим минералам.

Среди цирконов кристаллических пород западной части Украинского щита отчетливо намечается две группы. В одной из них устанавливается хорошая сходимость возраста по отдельным изотопным отношениям. В другой — наблюдается хорошая согласованность дат, полученных по монациту и лишь по одному отношению Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ циркона. Несовпадение возрастных данных по свинцово-урановым и свинцово-ториевым отношениям цирконов можно объяснить изменением минералов в результате наложенных процессов, так как цирконы с несогласующимися значениями возраста по отдельным изотопным отношениям территориально обособлены. Резкие расхождения цифровых значений возраста по торий-свинцовым отношениям могут быть обусловлены аналитическими ошибками, так как содержание тория методом изотопного разбавления пока не определяется, а количественное содержание его резко меняется (табл. 99).

Содержание свинца, урана и тория в цирконах, %

Номер образца	Pb	U	Th	Номер образца	Pb	U	Th
9/60	0,026	0,053	0,034	1/62	0,053	0,143	0,073
112/59	0,026	0,060	0,030	25/62	0,110	0,336	0,037
106/59	0,036	0,050	0,170	28/62	0,043	0,117	0,043
101/59	0,041	0,053	0,019	23/62	0,026	0,073	0,044
16/60	0,055	0,051	0,037	106/60	0,047	0,120	0,210
15/60	0,028	0,060	0,030				

Аналитические ошибки в определении изотопного состава свинца исключаются, поскольку цифровые значения возраста, определенные по отношению Pb^{207}/Pb^{206} циркона и сосуществующего с ним монацита, совпадают.

Надо отметить, что несовпадение цифровых значений по отдельным изотопным отношениям в цирконах — явление довольно частое (Тилтон, 1960; Зыков и др., 1964; Жиров и др., 1961; Виноградов и др., 1957). Эти расхождения не всегда можно объяснить только ошибками анализа, особенно в работах Тилтона, применившего метод изотопного разбавления для определения тория и урана.

Если исключить аналитические ошибки, то природа дискордантности возрастов по отдельным изотопным отношениям исследуемых цирконов может быть обусловлена двумя факторами: проявлением более поздних процессов метаморфизма и потерей свинца в результате объемной диффузии (Тилтон, 1960). В исследованных образцах цирконов явления диффузии продуктов распада, видимо, существенно не могли повлиять на нарушение равновесия между материнскими и дочерними изотопами. Об этом свидетельствует близкая сходимость цифровых значений возраста по отношению Pb^{207}/Pb^{206} в цирконах между собой и с сингенетическим монацитом. Влияние же наложенных процессов на смещение свинцово-урановых и свинцово-ториевых отношений, видимо, имело место. В одних районах западной части Украинского щита, где известны щелочные метасоматические проявления, наблюдается существенное расхождение цифровых значений возраста по отдельным изотопным отношениям; в районах развития докембрия, где подобные образования неизвестны, устанавливается относительно хорошая сходимость цифровых значений изотопного возраста. В частности, для цирконов из района Верхнего Побужья (табл. 100) характерна сходимость возрастов почти по всем изотопным отношениям (обр. 9/60, 112/59, 106/59). Причем возраст цирконов совпадает не только с возрастом ассоциирующего с ним монацита, но и с датами, полученными по амфиболам аргоновым методом.

Для цирконов Среднего и Нижнего Побужья (обр. 1/62, 25/62, 28/62, 23/62) наблюдаются расхождения в возрастных значениях, полученных по четырем изотопным отношениям, но с возрастом сосуществующего монацита всегда совпадает дата, полученная по отношению Pb^{207}/Pb^{206} .

Геологическая история докембрия Нижнего Побужья, в отличие от районов более северных (Верхнее Побужье), характеризуется интенсивным проявлением разломной тектоники и проявлением щелочного метасоматоза. Этим, видимо, и обусловлено нарушение свинцово-ториевых и свинцово-урановых отношений в цирконах.

Таким образом, по аксессуарным монацитам и цирконам, характеризующимся хорошей сохранностью, можно надежно датировать этапы минералообразования. Температурные прогревы до $700^{\circ}C$, высокие давления, явления диффузии продуктов распада не оказывают существен-

Сравнение изотопного возраста монацитов и цирконов

Номер образца	Порода	Минерал	Возраст, млн. лет			
			$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
9/60	Пегматоидный гранит	Монацит Циркон	2180 2000	1930 1970	2050 1990	2100 1800
112/59	Метасоматически измененный пегматит	Монацит Циркон	2050 1940	1900 2080	1970 2020	2000 1940
106/59	Пегматит	Монацит Циркон	1920 2020	1950 2180	1930 2050	2110 1880
101/59	Бердичевский гранит	Монацит Циркон	2100 2170	2380 2000	2240 2080	2230 2730
16/60	Бердичевский гранит	Монацит Циркон	300 2400	2250 2070	1180 2250	2300 2480
15/60	Сингенетический пегматит	Монацит Циркон	1960 2100	2200 2000	2070 2030	2290 1540
1/62	Жильный гранит	Монацит Циркон	1940 1980	2090 1810	2030 1890	2090 1530
25/62	Пегматоидный гранит	Монацит Циркон	2070 1970	2150 1700	2110 1820	1960 1960
5/61	Метасоматически измененный гранит	Монацит Циркон	1740 1750	1780	1760 Не определялось	1750
28/62	Мигматит	Монацит Циркон	1970 1890	2150 1770	2060 1790	2070 1130
23/62	Пегматоидный гранит	Монацит Циркон	1980 1950	2020 1630	1980 1770	1930 1300
106/60	Гранит	Монацит Циркон	2180 1980	Не определялось 1400 1650		2030 1240

ного влияния на смещение изотопных отношений в этих минералах. Исключением в данном отношении являются лишь растворы поверхностного и глубинного происхождения.

В экзогенных условиях, в ходе процессов каолинизации гранитов, аксессуарный монацит частично изменяется.

В цирконах из зон метасоматической переработки устанавливаются некоторые смещения изотопных отношений Pb/U и Pb/Th , в результате чего по этим отношениям наблюдается большое расхождение цифровых значений возраста. Для такого циркона надежен возраст, получаемый по отношению Pb^{207}/Pb^{206} .

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПОВ СВИНЦА В ГРАНИТАХ И ИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

Исследования по изучению изотопного состава свинца показали, что в большинстве аксессуарных минералов из гранитоидов западной части Украинского щита преобладает радиогенный свинец. В неизменных аксессуарных монацитах обыкновенный свинец составляет, как правило, не более 6%. Цирконы и апатиты отличаются наличием значительных количеств обыкновенного свинца. В цирконах, сфенах и апатитах кристаллических пород гнейсовых серий и некоторых разновидностей мигматитов обыкновенный свинец иногда заметно преобладает над радиогенным.

Установлены также некоторые отличия в изотопном составе примесного свинца (Щербак, Бартницкий, 1966) аксессуарных минералов из гранитов крупных массивов и их жильных дериватов.

Учитывая особые трудности при выполнении изотопного анализа свинца и выделении его из гранитов и породообразующих минералов, остановимся кратко на некоторых методических вопросах. Породообразующие минералы почти всех разновидностей гранитов в большинстве случаев содержат микроколичество свинца. Поэтому для выделения необходимого количества свинца требовались навески образца до 10 г, что предъявляло особые требования к чистоте реактивов и условиям выделения свинца.

Из валовых проб гранитов и полевых шпатов свинец извлекался дитизином в слабощелочной среде (Сендэл, 1950; Иванчев, 1961). Для таких минералов, как биотит и гранат, которые содержат заметное количество железа, производилась предварительная экстракция уксусноэтиловым эфиром из солянокислого раствора (Даймонд, 1962). Изотопный состав свинца определялся на масс-спектрометре МИ-1311. Выделенный свинец осаждался в виде иодида, который после высушивания помещался в танталовый испаритель источника для газового анализа. Поскольку содержания свинца в пробах были незначительны, иодид обычно осаждался в присутствии меди. Масс-спектрометрический анализ производился на ионах Pb^{+} (массы 331, 333, 334, 335) и Pb_2^{+} (массы 458, 460, 461, 462).

Минимальные количества свинца в пробах составляли около 10^{-5} г. В зависимости от количества содержания изотопов свинца в пробе погрешность масс-спектрометрических измерений составляет 0,5—3,0%. Содержание урана определялось фотометрическим методом с применением арсеназо III (Немодрук и др., 1966).

Для определения содержания тория также применялся фотометрический метод с использованием арсеназо III (Саввин, 1960). Погрешность определения тория составляет 5%.

Количественное определение свинца производилось методом изотопного разбавления, описанным в работе Г. Д. Елисейевой и И. В. Гольденфельда (1965).

В табл. 101 представлены результаты определения тория, урана и изотопного состава свинца из гранитов и сингенетических пегматитов бердичевского комплекса. При сравнении полученных данных нетрудно заметить, что граниты и пегматиты близки по содержанию урана и тория. В небольших пределах колеблются Th/U-отношения. Причем четко установлено, что Th/U-отношения в валовых пробах и в монацитах, выделенных из этих гранитов, характеризуются величинами одного порядка (табл. 102).

Данные табл. 102 свидетельствуют о том, что торий и уран в бердичевских гранитах связан почти полностью с аксессуарными минералами — монацитом и цирконом. В связи с этим понятно некоторое обогащение гранитов радиогенным свинцом.

Для биотитов, выделенных из бердичевских гранитов, наблюдаются расхождения значений торий-урановых отношений от 0,9 до 7. Это явление объясняется тем, что в биотите микровключения представлены в основном цирконом; лишь иногда выделения акцессорного радиоактивного минерала в биотите представлены монацитом. В цирконах Th/U-отношения почти всегда меньше единицы, а в монацитах торий заметно

Таблица 101

Содержание урана, тория, свинца и его изотопный состав в гранитах и пегматитах бердичевского комплекса

Номер образца	Порода, минерал	Содержание (10 ⁻⁶ г/г)			Th U	Pb U	Pb U+Th	Изотопный состав свинца (Pb ²⁰⁴ =1)			Содержание радиогенного свинца, %	Pb ²⁰⁶ Pb ²⁰⁷
		U	Th	Pb				Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸		
16/60	Бердичевский гранит	7,0	52,0	78	7,4	12,8	1,49	20,6	16,9	45,6	24,9	1,22
16/60	Гранат	Не определялось			—	—	—	242	39,8	1230	95,8	6,08
101/59	Бердичевский гранит	Не определялось			—	—	—	19,1	16,1	40,4	17,5	1,19
101/59	Биотит	4,5	4,0	He опр.	0,9	—	—	35,6	18,9	50,9	40,6	1,83
677	Гранато-биотитовый гранит	4,0	42,0	23	10,5	6,6	0,56	20,3	17,3	50,3	29,0	1,7
980/64	Биотит	1,0	7,0	10	7,0	11,5	1,40	24,6	16,2	39,5	22,3	1,52
980/64	Плагиоклаз	1,5	5,0	12	3,3	9,19	2,08	17,0	16,0	37,4	10,3	1,06
14/60	Сингенетический пегматит	3,0	32,0	He опр.	10,7	—	—	19,1	16,1	41,7	18,9	1,18
15/60	Биотит	Не определялось			—	—	—	19,9	15,6	53,6	29,9	1,28
14/60	Гранат	»			»	»	»	43,0	17,5	107	62,3	2,45
111/59	Гранит	»			»	»	»	18,4	15,4	38,8	14,2	1,19
111/59	Биотит	18,0	110	He опр.	6,1	—	—	122	25,7	514	90,8	4,75

преобладает над ураном. Поэтому по Th/U-отношению можно судить о том, какой из акцессорных минералов наблюдается в качестве микровключений в биотите. Если Th/U-отношение больше 5, то это монацит;

Таблица 102

Торий-урановые отношения в валовых пробах гранитов и акцессорных минералах, выделенных из них

Номер образца	Гранит	Монацит	Циркон
677	10,5	12,7	He опр.
980/64	1,9	2,2	» »
15/60	7,5	12,5	0,5
14/60	10,7	11,3	He опр.
16/60	7,4	17,3	0,72

Таблица 103

Торий-урановые отношения в валовых пробах и акцессорных минералах гранитоидов Побужского комплекса

Номер образца	Гранит, пегматит	Монацит	Циркон
112/59	20,9	43	0,5
11/60	6,9	49	He опр.
2099	2,7	6,7	» »
2098	19,1	103	3,2

если меньше единицы — это циркон. Изотопный состав свинца биотитов свидетельствует об осязательном обогащении их радиогенными изотопами по сравнению с соответствующими образцами гранитов.

В гранатах еще больше радиогенного свинца (обр. 16/60, 14/60), чем в биотите. Большое количество Pb²⁰⁸ в свинце, выделенном из граната, свидетельствует о значительном содержании тория. Видимо, при выделении мономинеральных фракций граната не удалось избавиться от тончайших вростков монацита, часто наблюдаемых в зернах граната под микроскопом.

Для одного проанализированного полевого шпата (обр. 980/64) установлен свинец, наименее обогащенный радиогенными изотопами.

Аплито-пегматоидные граниты побужского комплекса характеризуются другими торий-урановыми отношениями по сравнению с бердичевскими гранитами. Эти отношения в валовых пробах аплито-пегматоидных гранитов и пегматитов в два — пять раз меньше, чем в аксессуарных монацитах их этих же пород (табл. 103). На величину торий-уранового отношения существенно влияет не только аксессуарный монацит, как в бердичевских гранитах, но и циркон, а также, возможно, уран, входящий изоморфно в другие аксессуарные и породообразующие минералы.

Свинец в полевых шпатах аплито-пегматоидных гранитов, в отличие от бердичевских гранитов, является существенно радиогенным, причем даже тогда, когда в микроклине содержание урана и тория в три раза ниже кларковых (табл. 104, обр. 2099). Это можно объяснить тем, что

Таблица 104

Содержание урана, тория, свинца и его изотопный состав в аплито-пегматоидных гранитах, их жильных дериватах и породообразующих минералах

Номер образца	Порода, минерал	Содержание 10 ⁻⁶ г/г			Th/U	Pb/U	Pb/U+Th	Изотопный состав свинца (Pb ²⁰⁴ =1)			Содержание радиогенного свинца, %	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁷
		U	Th	Pb				206	207	208		
112/59	Пегматоидный гранит	4,8	100	Не опр.	20,9	—	—	18,1	15,9	45,7	21,7	1,13
H2/59	Микроклин	4,1	39	» »	9,5	—	—	18,6	16,9	50,5	27,4	1,10
11/60	Пегматит	121	840	167	6,9	1,58	0,19	28,5	17,6	187	73,0	1,62
2099	Лейкократовый гранит с гранатом	4,5	12	10,5	2,7	2,68	0,72	33,5	15,8	29,7	21,0	2,12
2099	Микроклин	1,0	3,0	8,2	3,0	9,43	2,32	185	37,9	175	84,1	5,17
2099	Плагиоклаз	—	4,0	Не опр.	—	—	—	99,4	25,8	94,5	72,0	3,86
2098	Пегматит	88	1680	» »	19,1	—	—	17,9	14,4	282	80,0	1,24

полевые шпаты кристаллизовались из расплава, бедного обыкновенным свинцом, и в момент их образования из вмещающей среды был контаминирован радиогенный свинец. Вмещающей средой для аплито-пегматоидных гранитов служили биотито-гранатовые мигматиты и бердичевские граниты, обогащенные радиогенными изотопами свинца. Унаследованность древнего свинца из метаморфизованных осадочно-эффузивных толщ протерозойскими гранитами отмечает А. И. Тугаринов (1968).

По содержанию урана, тория и изотопному составу свинца (табл. 105) житомирские граниты и их породообразующие минералы до некоторой степени сходны с бердичевскими гранитами.

Биотиты по сравнению с валовыми пробами гранитов обогащены радиогенными изотопами свинца, что обусловлено тонкими включениями таких аксессуарных минералов, как апатит, ортит, циркон, реже — монацит. С этими аксессуарными минералами связаны уран, торий и соответственно радиогенный свинец. Самое высокое торий-урановое отношение — в биотите ортитоносного мигматита (обр. 2/66). В ортите из этих мигматитов величина торий-уранового отношения составляет 62, апатите — 1,3, биотите — 10.

Полевые шпаты, при кларковых количествах урана и тория в них, по сравнению с биотитами и валовыми пробами гранитов, содержат самые низкие количества радиогенного свинца. В апатитах гранитов кировоградско-житомирского комплекса установлены повышенные содержания урана и соответственно радиогенных изотопов свинца.

Содержание урана, тория, свинца и изотопный состав последнего в гранитах житомирского типа и порфиридных гранитов бассейна р. Роси

Номер образца	Порода, минерал	Содержание 10^{-6} г/г			Th	U	Pb	Pb	Th+U	Изотопный состав свинца ($Pb^{204} = 1$)			Содержание радиогенного свинца, %	
		U	Th	Pb						Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	Pb^{206}	Pb^{207}
110/62	Аплито-пегматоидный гранит	Не определялись								656	91,4	98,8	92,5	7,18
110/62	Полевой шпат	5,0	10,0	Не опр.	2,0	—	—	—	—	17,8	16,6	37,5	13,4	1,07
975	Житомирский гранит	13,0	108,0	» »	8,3	—	—	—	—	25,3	16,1	65,1	41,2	1,56
2109	Житомирский гранит	7,8	28,0	» »	3,6	—	—	—	—	21,2	16,9	43,6	23,6	1,26
2110	Порфиридный гранит	3,0	12,0	46	4,0	17,6	3,45	—	—	21,7	15,4	39,5	18,6	1,41
2/66	Биотит	1,3	13,0	25	10,0	22,1	1,96	—	—	56,5	20,9	88,3	62,1	2,70
2/66	Апатит	44,0	59,0	Не опр.	1,3	—	—	—	—	37,5	18,4	55,0	43,6	2,04
102/62	Биотит	14,0	21,0	» »	1,5	—	—	—	—	453,0	67,5	40,2	88,8	6,72
43/61	»	8,0	39,0	» »	4,9	—	—	—	—	37,8	16,4	67,5	48,5	2,30
1/66	Апатит	21,0	46,0	32,0	2,2	1,75	0,54	—	—	104,0	29,3	65,2	68,3	3,57

Экспериментальные данные по изотопному составу свинца для гранитов бердичевского комплекса и их породообразующих минералов нанесены на рис. 40. Здесь же помещена кривая накопления обыкновен-

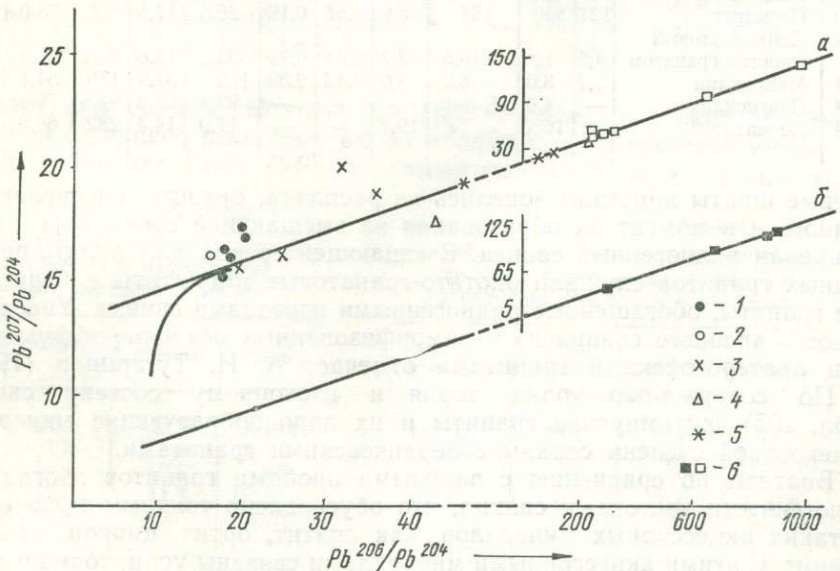


Рис. 40. Соотношения изотопов свинца в породообразующих и акцессорных минералах бердичевских гранитов:

1 — порода; 2 — полевой шпат; 3 — биотит; 4 — гранат; 5 — циркон; 6 — монацит.

ного свинца Рассела — Стантона — Фаркуара (Рассел, Фаркуар, 1962) и изохроны, полученные нами (Щербак, Бартницкий, 1966) для акцессорных минералов крупных массивов (а) автохтонных гранитов и их жильных дериватов (б). Точки, характеризующие изотопный состав ва-

ловых проб, сгруппированны и располагаются несколько выше изохроны, отвечающей аксессуарным минералам автохтонных гранитов. Точки, соответствующие изотопному составу свинца биотитов, гранатов и полевых шпатов, также ложатся вблизи изохроны *a*. Такое расположение точек изотопных отношений свинцов, по-видимому, свидетельствует о всеобщем перераспределении урана, тория и свинца между минеральными фазами гранитоидов в процессе интенсивной анатектической гранитизации, происходившей 2100 млн. лет назад.

Характерно то обстоятельство, что аксессуарные минералы жильных разновидностей гранитов образуют самостоятельную изохрону *b*,

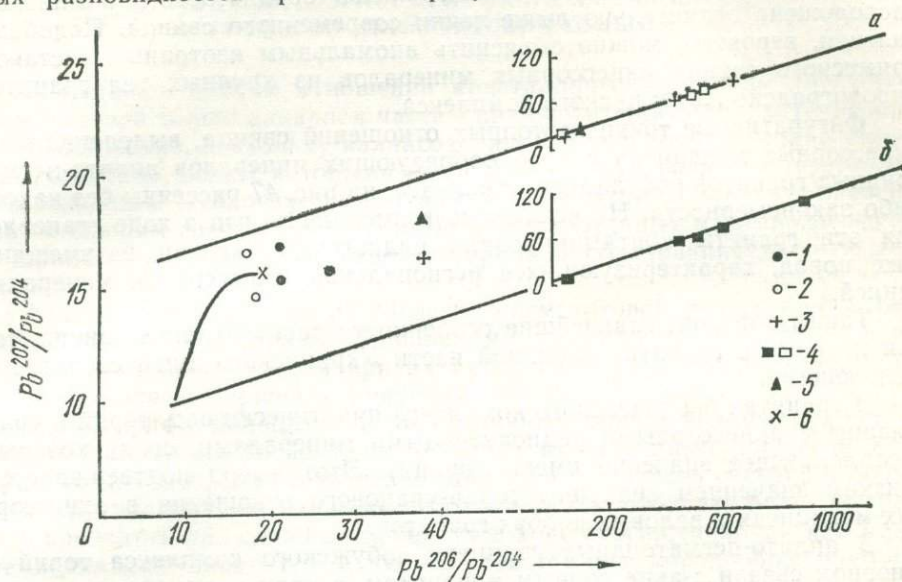


Рис. 41. Соотношения изотопов свинца в породообразующих и аксессуарных минералах гранитов кировоградско-житомирского комплекса:

1 — порода; 2 — полевой шпат; 3 — биотит; 4 — монацит; 5 — апатит; 6 — современный изотопный состав свинца.

параллельную изохроне *a* аксессуарных минералов, выделенных из крупных массивов. Эта изохрона проходит через точку изотопного состава современного свинца (Соботович, 1965). Изохрона *b* расположена на графике значительно ниже изохроны *a*, что, видимо, обусловлено аномальным изотопным составом примесного свинца, входящего в состав аксессуарных минералов конкордантных тел гранитов. Этому факту можно дать двоякое петрологическое толкование: 1) крупные массивы гранитов и их дериваты образовались из источников различной глубинности; 2) исходным материалом для крупных массивов гранитов и их дериватов был один анатектический расплав, в ходе эволюции которого произошел существенный сдвиг в соотношениях изотопов свинца. Геологические данные подтверждают последнее толкование. Не исключена возможность, что конкордантные тела формировались длительное время при непрерывном обогащении радоном, который поступал за счет распада радиоактивных элементов, находящихся во вмещающих породах. Иными словами, малые тела были особо благоприятными местами фиксации радона из окружающей среды. Вследствие этого свинец, захваченный в момент кристаллизации аксессуарных минералов малых тел, отличался аномально высоким содержанием изотопа 206. Возможный вариант механизма этого явления рассмотрен в гл. XI.

На рис. 41 в той же системе координат приведены результаты определения изотопного состава свинца для гранитов кировоградско-жито-

мирского комплекса. На графике нанесены кривая накопления обыкновенного свинца (Расселл, Фаркуар, 1962) и изохроны, полученные нами (Щербак, Бартницкий, 1966) для акцессорных монацитов относительно крупных массивов житомирских гранитов *a* и жильных фаций *b*. Точки, соответствующие изотопному составу свинца полевых шпатов и валовых проб гранитов, образуют рассеянное поле, расположенное в конце кривой накопления обыкновенного свинца, что обусловлено, видимо, некоторым обогащением радиогенным свинцом названных породообразующих минералов. Изохрона *a*, в отличие от одноименной изохроны акцессорных минералов из гранитов бердичевского комплекса, расположена значительно выше точки современного свинца. Подобные явления, вероятно, можно объяснить аномальным изотопным составом примесного свинца акцессорных минералов из крупных тел гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Фигуративные точки изотопных отношений свинца, выделенного из акцессорных монацитов и породообразующих минералов аплито-пегматоидных гранитов побужского комплекса, на рис. 47 рассеяны без какой-либо закономерности. Не исключена возможность, что в ходе становления эти граниты контаминировали радиогенный свинец из вмещающих пород, характеризующихся региональной акцессорной минерализацией.

Таким образом, главнейшие особенности распределения свинца, тория и урана в гранитах западной части Украинского щита сводятся к следующему.

В гранитах бердичевского комплекса практически весь торий и уран связаны с акцессорными радиоактивными минералами, среди которых преобладающее значение имеет монацит. Этот вывод подтверждается близким значением величины торий-уранового отношения в акцессорных монацитах и валовых пробах гранитов.

В аплито-пегматоидных гранитах побужского комплекса торий в основном связан с акцессорным монацитом, а уран — с цирконом, и некоторая часть урана рассеяна в породообразующих минералах.

Граниты кировоградско-житомирского комплекса характеризуются самыми низкими значениями торий-урановых отношений, уран и торий концентрируются главным образом в апатите и в меньшей степени рассеяны среди породообразующих минералов.

Содержания урана и тория в полевых шпатах гранитов всех комплексов обычно близки к кларковым. В биотите гранитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов содержания урана, тория, а также торий-урановые отношения изменяются в значительной степени, что обусловлено особенностями состава акцессорных минералов, наблюдаемых в них в виде микровключений. По величине торий-уранового отношения можно однозначно определить, какому из акцессорных минералов принадлежат эти включения.

Выявленные зависимости в содержаниях тория и урана обусловили в основном и характер распределения свинца в гранитах. Радиогенным свинцом обогащены граниты побужского комплекса и сингенетические пегматиты бердичевского комплекса. В биотитах радиогенного свинца еще больше, чем в валовых пробах гранитов. Минимальное содержание радиогенного свинца установлено в полевых шпатах гранитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов, тогда как полевые шпаты гранитов побужского комплекса, содержащие уран и торий в кларковых количествах, заметно обогащены радиогенным свинцом. Захват радиогенного свинца в момент кристаллизации полевых шпатов гранитов побужского комплекса, видимо, обусловлен явлениями контаминации вмещающих пород, характеризующихся региональной акцессорной минерализацией. Изотопные составы примесного свинца, захваченного во время кристаллизации акцессорных минералов из гранитов

крупных массивов и их жильных дериватов, существенно отличаются. Примесный свинец аксессуарных минералов жильных дериватов гранитов бердичевского комплекса обогащен Pb^{206} , а аксессуарные минералы крупных массивов гранитов кировоградско-житомирского комплекса — Pb^{207} . Установленный сдвиг в изотопных отношениях примесного свинца, видимо, обусловлен различными условиями формирования гранитов этих комплексов.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВОЙ ТОЛЩИ *

В радиологическом отношении кристаллические породы гнейсово-мигматитовой толщи западной части Украинского щита охарактеризованы недостаточно, поскольку калийсодержащие породообразующие минералы, особенно слюды, которыми изобилуют гнейсы, очень чувствительны к наложенным геологическим процессам. Поэтому возраст, полученный по слюдам гнейсов, неоднократно переработанных метаморфическими процессами, обычно не отвечает времени образования данных минералов.

Кристаллические породы гнейсово-мигматитовой толщи бедны радиоактивными аксессуарными минералами, что затрудняет широкое применение свинцового метода при их датировании. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, сфеном.

Аксессуарный монацит в виде единичных зерен обнаружен лишь в гранато-биотитовых гнейсах, являющихся вмещающими породами для бердичевских гранитов. Выделение монацита из гнейсов связано с большими трудностями, вызванными необходимостью отбирать большие пробы и проводить ряд сложных процедур в ходе обогащения, так как мелкие зерна его находятся в тесном сростании с породообразующими минералами. Поэтому из слабо гранитизированных гнейсов удалось получить лишь две монофракции монацита по 0,3 г. Надо подчеркнуть, что совершенно не затронутых гранитизацией гнейсов среди бердичевских гранитов практически нет. Гнейсы залегают обычно в виде незначительных по мощности пачек среди больших по площади полей гранитов и мигматитов.

Кроме того, при тщательных микроскопических исследованиях в гнейсах всегда можно обнаружить новообразования калиевого полевого шпата и биотита. Монацит гранато-биотитовых гнейсов по минералогическим особенностям, содержанию тория, урана и составу индивидуальных редких земель совершенно аналогичен монациту бердичевских гранитов. Поэтому есть все основания полагать, что монацит в гнейсах является новообразованием и по времени синхронен бердичевским гранитам.

Фактический материал по определению изотопного возраста аксессуарных и породообразующих минералов кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи западной части Украинского щита изложен нами в хронологической последовательности.

Возраст самых древних пород в этом регионе — 2700—2400 млн. лет; известны они в двух районах — в истоках р. Роси и в бассейне Юж. Буга. В истоках Роси метаморфические породы сохранились в виде реликтовых образований на небольших пространственно разобщенных площадях, называемых Володарскими аномалиями. Отличительная черта этих аномалий — широкое развитие в них амфиболсодержащих пород — метабазитов, ультрабазитов, кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов.

* Расчленение гнейсово-мигматитовой толщи на отдельные стратиграфические единицы рассмотрено в гл. X.

Таблица 106
Содержание тория, урана, свинца и изотопный возраст аксессуарных и породообразующих минералов мигматитов истоков р. Роси

Номер образца	Минерал, порода	Содержание, %				Изотопный состав свинца						Возраст, млн. лет		
		U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²
3873	Ортит из биотитовых мигматитов	0,011	0,868	0,111	0,02	4,29	1,02	94,67	2710	2490	2620	2590		
0005 2/66	То же Циркон из биотитового порфиробластического мигматита	0,014	0,88	0,119	0,06	4,63	1,01	94,30	210	2050	1040	2670		
2/66	Сфен из биотитового мигматита	0,041	0,024	0,020	0,203	68,84	13,12	17,84	2420	2070	2250	2020		
2/66	Апатит из биотитового мигматита	0,012	0,077	0,032	0,554	33,30	11,90	54,24	2370	3770	2930	3160		
1/66	Апатит из биотитово-амфиболового мигматита	0,0044	0,0059	0,0012	0,894	33,55	16,41	49,15	2480	415	920	890		
2/66 1/66	Биотит Полевой шпат	0,0021 He опр. » »	0,0046 He опр. » »	He опр. » » »	0,50 0,60 1,53	52,25 33,88 27,90	14,64 12,54 22,34	32,61 52,98 48,23	2500 2350 —	— — —	— — —	— — —		

В табл. 106 представлены результаты определения изотопного возраста ортита, циркона, сфена и апатита, выделенных из биотитовых и амфиболо-биотитовых мигматитов. За исключением одного образца ортита (обр. 3873), у всех остальных минералов по отдельным изотопным отношениям установлено существенное расхождение цифровых значений возраста. Методом наименьших квадратов рассчитано уравнение изохроны — $y = (0,1548 \pm 0,0065) \times x + (12,31 \pm 1,61)$. Значение изотопного возраста, отвечающее этой изохроне, составляет 2440 млн. лет (рис. 42). Характерно, что на данную изохрону легли фигуративные точки полевого шпата и биотита. Это свидетельствует об одинаковом изотопном составе примесного свинца в породообразующих и аксессуарных минералах, что косвенно подтверждается синхронностью образования аксессуарных минералов. Микроскопическими исследованиями установлено, что ортит в порфиробластических мигматитах более поздний, чем крупные выделения полевого шпата, но разрыв во времени, видимо, несуществен, и этот минерал кристаллизовался в завершающую стадию единого процесса. Приведенный изотопный возраст 2400—2500 млн. лет, полученный по аксессуарным минералам свинцовым методом, можно интерпретировать как время проявления мигматизации древней гнейсовой толщи, в составе которой существенную роль играют метабазиты.

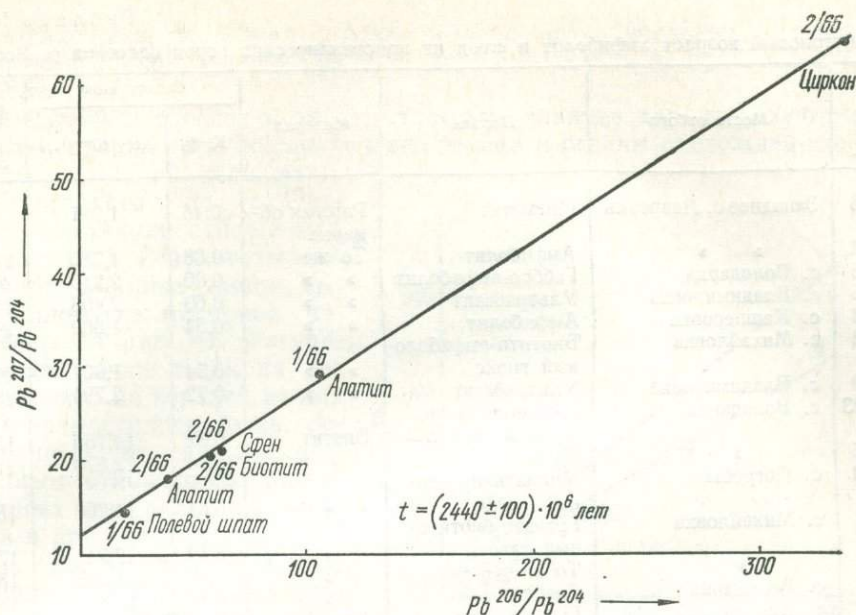


Рис. 42. Свинцово-изотопные отношения для аксессуарных и породообразующих минералов докембрия истоков р. Роси.

Сходные цифровые значения изотопного возраста получены также по амфиболом, выделенным из кристаллических пород описываемой толщи (табл. 107).

Изотопный возраст роговых обманок — 2000—2650 млн. лет. Значительное расхождение цифровых значений возраста объясняется в основном тем, что амфиболы обычно находятся в тесном сростании с биотитом, и практически выделить чистую мономинеральную фракцию невозможно. Наличие же 5% биотита в виде тонких вростков в амфиболе снижает цифровые значения возраста его на 300 млн. лет, так как изотопный возраст биотита на 400—700 млн. лет отличается от ассоциирующего с ним амфибола.

Вопрос о природе расхождения изотопного возраста сосуществующих амфиболов и биотитов рассмотрен отдельно. Отметим, что это явление обусловлено главным образом двумя причинами: потерей аргона слюдами в результате температурного прогрева пород древней гнейсово-мигматитовой толщи гранитами кировоградско-житомирского комплекса и развитием новообразований биотита, синхронного по времени внедрению этих гранитов. Косвенным доказательством существования биотитов двух генераций в породах гнейсово-мигматитовой толщи являются данные измерения светопреломления слюд. В гнейсах и метабазитах преломление биотита $n_m = 1,630—1,640$; в биотите из гнейсов, контактирующих с житомирскими гранитами, и в слюдах из гранитов $n_m = 1,645—1,655$. Биотиты гранитов кировоградско-житомирского комплекса существенно отличаются от биотитов более древних гранитоидов бердичевского комплекса и по химическому составу.

В целом в бассейне р. Роси изотопный возраст биотитов из любых разновидностей кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи и слюд из житомирских гранитов характеризуется значениями 1800 ± 100 млн. лет.

Другой район развития древнейших пород гнейсово-мигматитовой толщи, возраст которой 2500 млн. лет, расположен в среднем течении р. Юж. Буга, на участке выше г. Гайворона. Здесь, в отличие от докембрия истоков р. Роси, преобладают гиперстенсодержащие породы

Аргоновый возраст амфиболов и слюд из кристаллических пород бассейна р. Роси

Номер образца	Место отбора	Порода	Минерал	Содержание		Возраст, млн. лет
				K, %	Ar ⁴⁰ ·10 ⁻⁷ g/g	
28/6	Западнее с. Лавровки	Мигматит	Роговая обманка	0,48	1,991	2660
28/3	» »	Амфиболит	То же	0,68	1,780	2100
5/6	с. Володарка	Габбро-амфиболит	» »	0,90	2,210	2040
26/5	с. Владимировка	Ультрабазит	» »	0,69	2,403	2480
37/8	с. Кашперовка	Амфиболит	» »	0,54	1,869	2460
25/2	с. Михайловка	Биотито-амфиболовый гнейс	» »	0,54	1,904	2500
26/9	с. Владимировка	Ультрабазит	» »	0,72	2,794	2620
6/23	с. Володарка	Актинолит-биотитовая порода	Биотит	6,82	14,756	1870
8/5	»	То же	»	6,74	12,870	1720
50/2	с. Погребы	Мигматизированный гнейс	»	6,84	14,208	1820
32/1	с. Михайловка	Гранато-биотитовый сланец	»	6,12	12,246	1770
42/8	»	То же	»	6,88	14,685	1850
8/3	с. Володарка	Сланец	»	6,15	13,866	1900
900 ^в	с. Кашперовка	Гранодиорит	Амфибол	0,45	1,477	2360
900 ^г	»	Гранитизированный амфиболит	»	0,63	1,620	2080
904	р. Роська	Амфиболит	»	0,84	2,314	2160
937 ^а	с. Погребище	»	»	0,65	1,598	2000

Таблица 108

Изотопный возраст аксессуарных цирконов и апатитов

Номер образца	Содержание, %			Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет				Минерал, порода
	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ³⁰⁸	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	
								Pb ²⁰⁶	U ²³⁸	U ²³⁵	Th ²³²	
5	He опр.	He опр.	0,093	0,053	63,59	11,06	25,29	2530	—	—	—	Циркон из мигматизированных пироксеновых гнейсов
4	0,011	Те же	0,069	0,857	31,24	18,14	49,76	3480	4900	3900	—	Циркон из кристаллических сланцев
5а	He опр.	» »	He опр.	0,035	79,98	13,33	6,65	2510	—	—	—	Коричневый циркон из пироксеновых гнейсов
5б	То же	» »	То же	0,230	68,98	13,73	17,06	2470	—	—	—	Розовый циркон из тех же гнейсов
10	» »	» »	» »	0,066	70,32	14,62	14,99	2840	—	—	—	Циркон из габбро-амфиболитов
7а	» »	» »	» »	1,15	31,35	19,09	48,42	2360	—	—	—	Апатит из чарнокитов
7	» »	» »	» »	0,064	78,39	9,89	11,66	1920	—	—	—	Циркон из чарнокитов
112/59	0,060	0,03	0,026	0,100	76,18	10,23	13,49	1940	2080	2010	1930	Циркон из пегматитов
106/59	0,050	0,17	0,036	0,155	46,71	7,79	45,56	2050	2060	2050	1880	То же
9/60	0,053	0,034	0,026	0,320	66,23	12,16	21,26	2000	1960	1980	1790	» »

гранулитовой фации — гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты. До последнего времени возрастом, определенным свинцовым методом, в этом районе были охарактеризованы лишь аплит-пегматоидные граниты побужского комплекса, обычно содержащие аксессуарный монацит и циркон. В кристаллических сланцах и гнейсах аксессуарный монацит

не обнаружен, но в этих породах в очень незначительных количествах встречен циркон, который удалось до 1 г выделить из проб весом более 100 кг.

Цирконы гнейсов и кристаллических сланцев характеризуются высоким содержанием обыкновенного свинца и резким расхождением цифровых значений абсолютного возраста по отдельным изотопным отношениям (табл. 108). Результаты изотопного анализа свинца, выделенного из цирконов, нанесены на рис. 43. Фигуративные точки легли на две изохроны: на верхней из них (I) разместились точки, полученные по свинцово-изотопным отношениям акцессорных минералов из гнейсов и кристаллических сланцев, на нижней (II) — из чарнокитов и жильных пегматитов побужского комплекса.

Цифровые значения изотопного возраста, соответствующие верхней изохроне (I), составляют 2500 ± 60 млн. лет, нижней изохроне (II) — 1910 ± 70 млн. лет.

Многочисленные цифровые значения возраста порядка 1900 ± 100 млн. лет получены также по акцессорным монацитам гранитов побужского комплекса, широко развитым в Побужье. Сходные цифровые значения в Побужье отмечены у амфиболов по данным аргонного метода (табл. 109).

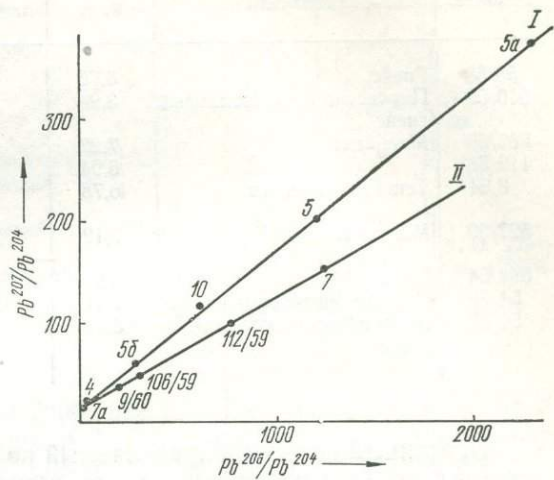


Рис. 43. Свинцово-изотопные отношения для акцессорных минералов докембрия Побужья:

$$I - \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \cdot (0,1609 \pm 0,0030) + (13,90 \pm 1,40) \cdot (2500 \pm 60) \cdot 10^6 \text{ лет.}$$

$$II - \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \cdot (0,1148 \pm 0,0028) + (14,41 \pm 1,14) \cdot (1910 \pm 70) \cdot 10^6 \text{ лет.}$$

Таблица 109

Аргонный возраст амфиболов

Номер образца	Порода	Содержание		Возраст, млн. лет	Автор
		K, %	Ar ⁴⁰ · 10 ⁻⁷ г/г		
9	Горнблендит	0,35	0,990	2100	Л. Я. Древин (1967)
61/64	Амфиболит	0,31	0,670	1840	Э. А. Ярошук (1967)
4	Кристаллический сланец	1,07	2,900	2100	Н. П. Щербак (1969)

Даты порядка 1900 ± 100 млн. лет характерны для роговых обманок всех разновидностей амфиболсодержащих пород гнейсово-мигматитовой толщи Побужья — кристаллических сланцев, гнейсов, метабазитов и мигматитов. Аргонный возраст, определенный по слюдам из этих же кристаллических пород, составляет 1300—1700 млн. лет (табл. 110).

Аргоновый возраст слюд из пород гнейсово-мигматитовой толщи района Среднего Побужья

Номер образца	Порода	Содержание		Возраст, млн. лет	Автор
		К, %	Ar ⁴⁰ ·10 ⁻⁷ г/г		
58/58	Гнейс	6,76	11,80	1640	Л. В. Комлев (1962)
510/59	Пироксено-плагиоклазовый гнейс	3,94	6,90	1650	
537/59	Мигматит	7,22	12,90	1670	
119/58	»	6,94	10,80	1510	
8/61	Теневой мигматит	6,78	9,17	1360	Э. А. Ярошук (1965)
527/59	Мигматит	7,12	10,60	1480	Л. В. Комлев (1962)
594/54	Гнейс	5,53	9,70	1650	
54/58	Гранато-биотитовый гнейс	7,41	12,0	1560	
56/58	Биотито-плагиоклазовый гнейс	5,10	7,90	1520	

Изотопный возраст, определяемый по слюдам (около 1000 млн. лет), значительно меньше истинного, что обусловлено почти полной потерей аргона этими минералами в эпоху интенсивного проявления магматизма овручско-волынського цикла и тектонических перемещений отдельных блоков западной части Украинского щита.

В районе междуречья Тетерев — Случь — Юж. Буг в составе гнейсово-мигматитовой толщи преобладают биотитовые, гранато-биотитовые, кордиерито-гранато-биотитовые гнейсы. Крайне редко встречаются амфиболы и пироксенсодержащие гнейсы.

Гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы бедны аксессуарными минералами. С большим трудом из них удалось выделить лишь несколько мономинеральных фракций монацита и циркона (табл. 111).

Таблица 111

Изотопный возраст аксессуарных монацитов и цирконов из гнейсов района междуречья Тетерев — Юж. Буг

Номер образца	Содержание, %			Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет				Минерал, порода
	U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ Th ²³²	
2100	0,458	5,02	0,67	0,005	23,00	2,82	74,18	2030	2140	2090	2150	Монацит из гранато-биотитового гнейса Монацит из биотито-гранатового гнейса Циркон из той же породы
2099a	0,370	3,19	0,457	0,088	26,58	3,95	69,38	1740	2020	1890	2090	
2099a	He опр.	0,018	0,015	0,187	70,26	11,76	17,79	2180	He опр.	He опр.	2110	

Согласно наиболее достоверному изотопному отношению Pb²⁰⁸/Th²³², возраст аксессуарного монацита из гнейсов — 2100—2200 млн. лет. Несколько более высокие цифровые значения изотопного возраста характерны для роговых обманок гнейсов, метабазитов и гранодиоритов этого района (табл. 112). Аргоновый возраст амфиболов — 2300—2200 млн.

Аргонный возраст амфиболов из гнейсов, метабазитов и гранодиоритов

Номер образца	Порода	Место отбора пробы	Содержание		Возраст, млн. лет	Автор
			K, %	Ar ⁴⁰ ·10 ⁻⁷ г/г		
58/61	Амфиболит	г. Любар	0,34	1,069	2340	Н. П. Щербак (1965)
8/57	Гранодиорит	с. Тригурье	0,96	3,090	2360	
636	»	с. Буки	1,05	2,820	2130	
636 ^a	»	»	1,06	2,818	2120	
2153/5	»	с. Шиешка Буда	0,96	3,040	2330	
103	Биотито-амфиболовый гнейс	с. Ленино	0,34	1,050	2300	Э. И. Логвин (1965)
104	Амфиболо-пироксеновый гнейс	с. Минино	0,62	1,869	2250	
275	Биотито-амфиболовый гнейс	с. Тесновка	0,57	1,477	2080	
275	То же	»	0,52	1,281	2000	

лет. Цифровые значения ниже 2200 млн. лет, полученные по амфиболом из кристаллических пород этого района, обусловлены наличием тонких вrostков биотита в роговой обманке. Это подтверждается данными детального минералогического изучения двух проб мономинеральных фракций биотитов и роговых обманок, выделенных из гранодиоритов. При добавке 5% биотита к монофракции амфибола возраст последнего уменьшается на 10%, т. е. около 200 млн. лет (табл. 113). Наличие амфибола в биотите (до 10% веса пробы) существенно не изменяет отношение Ar/K.

Таблица 113

Изменения отношения Ar⁴⁰/K в амфиболах в зависимости от количества примесного биотита в них

Минеральный состав	Содержание		Ar ⁴⁰ /K	Возраст, млн. лет	Расхождение в возрасте, млн. лет
	K, %	Ar ⁴⁰ ·10 ⁻⁷ г/г			
Обр. 636					
Роговая обманка + 5% биотита	1,05	2,820	2,69	2130	200
Чистая роговая обманка	0,69	2,094	3,05	2330	
Чистый биотит	7,29	14,53	1,99	1780	10
Биотит + 5% роговой обманки	7,24	14,43	1,97	1770	
Обр. 636 ^a					
Роговая обманка + 5% биотита	1,06	2,818	2,66	2120	
Чистая роговая обманка	0,70	2,118	3,03	2320	200
Биотит + 5% роговой обманки	7,17	13,90	1,935	1740	
Чистый биотит	7,20	14,00	1,945	1750	10

По слюдам из многих разновидностей гнейсов по сравнению с амфиболами и аксессуарными минералами цифровые значения получаются значительно заниженными. Главная причина расхождения изотопного возраста между сосуществующими минералами та же, что и для района Побужья.

Надо отметить, что в междуречье Тетерев — Случь — Юж. Буг, в отличие от Побужья, установлены возрастные значения по слюдам из гнейсов ниже 1300 млн. лет и выше 1700 млн. лет. Возраст ниже

1300 млн. лет обычно характерен для слюд из гнейсов, развитых в зонах разломов, более 1700 млн. лет — для слюд из гнейсов, контактирующих с житомирскими гранитами (табл. 114).

Таблица 114

Аргоновый возраст слюд из кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи междуречья Тетерев — Случь — Юж. Буг.

Номер образца	Место отбора пробы	Порода	Содержание		Возраст, млн. лет
			K, %	Ar ⁴⁰ · 10 ⁻⁷ г/г	
545	с. Летки	Гранато-биотитовый гнейс	7,78	10,50	1350
34	г. Хмельник	»	7,30	10,140	1390
9	»	»	6,68	10,00	1460
6/23	»	»	6,12	8,419	1370
189	с. Скragлевка	»	7,74	10,230	1340
535	Юж. Буг	»	7,80	16,820	1750
58/61	г. Любар	Амфиболит	6,90	14,329	1820
2160/7	с. Высокая Печь	Пироксеновый гнейс	7,00	13,26	1720
8/57	с. Тригоурье	Гранодиорит	6,36	11,67	1680
636	с. Буки	»	7,29	14,53	1780
2153/5	с. Шиецкая Буда	»	6,36	11,67	1680
636 ^a	с. Буки	Монзонит	7,20	14,00	1750
2152/5	с. Ульяновка	»	7,34	14,89	1750
103	с. Ленино	Биотито-амфиболовый гнейс	7,38	11,748	1530**
190	с. Кропивное	Биотитовый гнейс	7,67	14,151	1680**
90	с. Кошарище	»	7,74	16,376	1840**
5023	с. Радовка	»	7,00	11,890	1600**
22	с. Левков	Силлиманито-биотитовый гнейс	7,58	14,240	1700**
13	с. Быстры	»	7,76	16,376	1840**
17/60	с. Уладовка	Гранато-биотитовый гнейс	6,93	7,717	1180
15	г. Хмельник	»	6,52	9,750	1410
6660/1	г. Брусилов	Биотитовый гнейс	7,27	11,580	1520
6660/1	»	»	8,16	14,454	1640*
6660/2	»	»	7,62	12,460	1550

* Данные получены по мусковиту.

** данные Э. И. Логвина (1965).

* * *

Древнейшими образованиями западной части Украинского щита являются кристаллические породы гнейсово-мигматитовой толщи, развитые в истоках р. Роси и Побужья.

Метаморфические породы истоков р. Роси, называемые Володарскими аномалиями, надежно датированы свинцово-изохронным методом по аксессуарным минералам и аргоновым методом по амфиболам. Изотопный возраст их составляет 2700—2400 млн. лет. Эти цифровые значения отвечают времени метаморфизма и мигматизации древнейших эффузивно-осадочных пород.

Кристаллические породы гнейсово-мигматитовой толщи Побужья по времени метаморфизма синхронны гнейсам истоков р. Роси. Изотопный возраст их, по данным свинцово-изохронного метода, — 2500 млн. лет.

Изотопный возраст гнейсов междуречья Тетерев — Случь — Юж. Буг, определенный сходящимися цифровыми значениями по аксессуарным минералам свинцово-изотопным методом и амфиболам аргоновым методом, составляет 2300—2100 млн. лет.

Изотопный возраст слюд из кристаллических сланцев, гнейсов, метабазитов западной части Украинского щита обычно значительно ниже возраста, полученного по амфиболам и аксессуарным минералам. Эти даты не могут быть использованы при геохронологическом расчленении гнейсово-мигматитовой толщи.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ БЕРДИЧЕВСКОГО, ПОБУЖСКОГО И КИРОВОГРАДСКО-ЖИТОМИРСКОГО КОМПЛЕКСОВ

По геологическим соотношениям гранитоиды бердичевского комплекса — более древние образования, чем граниты кировоградско-житомирского комплекса. Это подтверждается радиологическими данными.

Граниты и пегматиты бердичевского и побужского комплексов наиболее полно охарактеризованы данными определений изотопного возраста уран-торий-свинцовым методом, так как почти все разновидности гранитов и пегматитов этой формации содержат акцессорные монацит и циркон. Для каждого главного генетического типа гранитов характерна своя генерация монацита, отличающаяся специфическими чертами в минералогическом и радиохимическом отношениях.

Монацит в гранитах и пегматитах кристаллизуется одновременно или несколько позднее основной массы породообразующих минералов. Реликтовые зерна монацита не встречаются.

Можно без преувеличения сказать, что ни в одной из других возрастных групп кристаллических пород Украинского щита так широко и многообразно не проявилась акцессорная монацитовая минерализация, как в гранитах бердичевского и побужского комплексов. Наряду с монацитом, в гранитах и пегматитах этой формации почти всегда встречается циркон, отличающийся относительно хорошей сохранностью и сходимостью изотопного возраста по отдельным отношениям. Как правило, сосуществующие монациты и цирконы синхронны по времени образования, изотопный возраст их одинаков. Многочисленные определения возраста этих минералов в сочетании с детальными геологическими наблюдениями дают убедительную информацию для расчленения гранитоидов Подолья на два комплекса — бердичевский и побужский.

Возраст бердичевских гранитов, впервые определенный Л. В. Комлевым свинцово-изотопным методом по монациту, — 2100 ± 100 млн. лет (Виноградов, Комлев, 1960). Такой возраст, по Л. В. Комлеву (1960), и у амфиболсодержащих мигматитов (собитов). Для акцессорных монацитов бердичевских гранитов, по сравнению с монацитами аплито-пегматоидных гранитов побужского комплекса, характерно относительно высокое содержание урана. В неизмененных монацитах наблюдаются хорошо сходящиеся значения возраста по всем изотопным отношениям — 2300—2100 млн. лет (табл. 115). Нижний предел возраста, полученный по циркону, несколько больше, чем по монациту, и составляет 2400 млн. лет. Таким образом, за крайние возрастные пределы образования акцессорных монацитов и цирконов в гранитах бердичевского комплекса могут быть приняты цифры 2400—2100 млн. лет.

Изотопные отношения монацитов и цирконов ложатся на одну изохрону, что также является доказательством одного возраста этих минералов.

Граниты и пегматиты побужского комплекса представлены четырьмя разновидностями: биотитовыми аплито-пегматоидными гранитами, гранато-биотитовыми гранитами, розовыми пегматитами и пегматитами с наложенной метасоматической минерализацией. Акцессорный монацит (в достаточном количестве для определения изотопного возраста) не удалось выделить лишь из гранато-биотитовых лейкократовых гранитов. В остальных трех разновидностях пород акцессорный монацит встречается повсеместно и в достаточном количестве.

В результате детального изучения соотношения монацита и породообразующих минералов гранитов и пегматитов какие-либо признаки, свидетельствующие о реликтовом характере этого минерала, не обнару-

Изотопный возраст аксессуарных монацитов и цирконов из гранитов и пегматитов бердичевского комплекса

Номер образца	Минерал	Содержание, %			Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет			
		U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ /Th ²³²	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵
Бердичевские граниты												
169/57	Монацит	0,59	4,46	0,64	0,044	28,8	4,35	66,82	2050	2200	2000	2080
170/57	»	0,56	5,43	0,8	0,105	25,6	5,07	69,1	2050	2400	2200	2300
110/59	»	0,55	5,34	0,76	0,005	24,13	3,22	72,63	2250	2180	2070	2150
171/57	»	0,50	4,44	0,62	0,096	29,23	4,95	65,7	1950	2150	2180	2100
172/57	»	0,88	4,95	0,865	0,15	35,44	6,64	57,63	2100	2200	2150	2100
16/60	»	0,345	6,02	0,831	0,111	16,69	2,41	80,79	2300	300	2250	1180
16/60	Циркон	0,051	0,037	0,055	0,921	42,80	18,05	38,22	2480	2400	2070	2250
Гранатовые мигматиты												
101/59	Монацит	0,47	4,61	0,68	0,027	27,03	3,81	69,22	2230	2100	2380	2240
101/59	Циркон	0,053	0,019	0,041	0,770	51,05	16,65	31,53	2730	2170	2000	2080
51/61	Монацит	0,41	7,42	0,77	0,005	15,67	1,83	82,52	1880	1950	1910	1920
105/59	»	1,18	8,23	1,25	0,04	33,29	4,08	62,57	2040	1780	2180	1990
54/61	»	0,22	7,15	0,71	0,034	9,49	1,65	88,72	1900	2060	1880	1970
Сингенетические пегматиты и пегматоидные граниты												
15/60	Монацит	0,405	5,11	0,709	0,023	20,3	2,69	76,99	2290	1960	2200	2070
15/60	Циркон	0,060	0,030		0,281	70,03	12,49	17,18	—	2100	—	—
14/60	Монацит	0,54	6,11	0,872	0,078	23,69	3,48	72,75	2190	1730	2250	2000
40/61	»	0,74	6,58	0,88	0,005	30,50	3,47	66,13	1930	1900	2280	2100

жены. Напротив, очень часто можно наблюдать, что монацит является новообразованием, развиваясь в зонах альбитизации и биотитизации.

Цирконы гранитов побужского комплекса характеризуются хорошей сходимостью возраста по отдельным изотопным отношениям. В них урановый свинец в количественном отношении преобладает над ториевым.

Преобладающее большинство цифровых значений возраста, полученных по отдельным изотопным отношениям аксессуарных минералов гранитов побужского комплекса, изменяется в пределах 2100—1900 млн. лет (табл. 116). Наибольшее отклонение в сторону увеличения и уменьшения установлено только в монаците по отношению Pb^{207}/Pb^{206} , что скорее всего обусловлено погрешностями в количественном определении Pb^{207} , содержание которого составляет 0,35—1,48%.

Изотопный возраст 1900—2100 млн. лет — наиболее вероятный для гранитов и пегматитов побужского комплекса, развитых в истоках р. Юж. Буга. Следует отметить, что Л. В. Комлев (1962), Э. А. Ярошук (1965), Ю. В. Кононов (1965) опубликовали около 40 определений изотопного возраста по монациту, циркону и ксенотиму из пегматитов и аплито-пегматоидных гранитов нижнего течения р. Юж. Буга. Возраст этих минералов по отдельным изотопным отношениям также изменяется в пределах 1900—2100 млн. лет. Для чарнокитовой формации Верхнего Побужья Л. В. Комлев (1960) считает надежным возраст 1950 ± 50 млн. лет.

Почти все разновидности гранитов и пегматитов побужского комплекса содержат биотит, по которому выполнены многочисленные определения возраста аргоновым методом. Детальные минералого-петрогра-

Изотопный возраст аксессуарных монацитов и цирконов гранитов и пегматитов побужского комплекса

Номер образца	Минерал	Содержание, %			Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет			
		U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁸ / Th ²³²	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵
Аплито-пегматоидные граниты												
941	Монацит	0,18	13,18	1,33	0,013	4,82	0,70	94,51	2060	1830	2160	2000
2656	»	0,14	9,2	0,96	0,02	5,13	0,79	94,0	2120	1710	2110	1920
2657	»	0,15	8,96	0,94	0,02	6,44	1,03	92,38	2090	1990	2220	2190
Секущие жилы розового пегматита												
107/59	Монацит	0,07	10,32	He опр.	0,075	1,96	0,55	97,43	2080	—	—	—
106/59	»	0,09	9,21	0,92	0,005	2,95	0,34	96,55	2100	1920	1950	1930
50/61	»	0,30	10,59	1,07	0,005	3,53	1,02	90,46	1990	1990	1850	1920
7/60	»	0,17	8,43	0,81	0,008	6,29	0,78	92,93	2070	1780	1920	1850
1/60	»	0,11	8,87	0,83	0,005	3,80	0,47	95,58	2000	2050	1900	1970
2/60	»	0,11	8,17	0,84	0,014	3,91	0,62	95,4	2100	1850	1830	1840
48/61	»	0,37	11,02	1,26	0,005	9,97	1,20	88,55	1940	1900	2160	2080
108/59	»	0,068	11,36	1,09	0,013	1,89	0,35	97,74	2090	1180	1880	1500
106/59	Циркон	0,05	0,17	0,036	0,155	46,71	7,79	45,56	1880	2020	2180	2050
Пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией												
112/59	Циркон	0,06	0,03	0,026	0,10	76,18	10,23	13,49	1940	1940	2080	2020
9/60	»	0,053	0,034	0,026	0,320	66,23	12,16	21,26	1800	2000	1970	1990
112/60	Монацит	0,12	8,63	0,87	0,003	3,4	0,41	96,18	2130	2000	1630	1790
5/60	»	0,17	8,29	0,87	0,005	6,44	0,79	92,77	2130	2030	2050	2040
10/60	»	0,20	10,43	1,11	0,014	5,74	0,97	93,21	2060	2220	1970	2100
11/60	»	0,195	9,78	0,98	0,014	6,4	1,0	92,58	2010	2090	1940	2000
12/60	»	0,245	11,54	1,25	0,046	7,71	1,48	90,73	2070	1870	2200	2130
6/60	»	0,18	8,01	0,87	0,005	6,81	0,86	92,33	2110	2070	2100	2090

фические исследования показали, что слюды в гранитах и пегматитах образуются одновременно с другими породообразующими минералами, а биотит часто является более ранним минералом, чем аксессуарный монацит. Между тем изотопный возраст биотитов всегда намного ниже возраста, получаемого по ассоциирующему с ними монациту (табл. 117).

Таблица 117

Аргонный возраст биотитов из гранитов и пегматитов бердичевского и побужского комплексов

Номер образца	Порода	Содержание		Возраст, млн. лет
		K, %	Ar ⁴⁰ ·10 ⁻⁷ e/g	
110/59	Бердичевский гранит	7,20	12,184	1590
103/59	»	7,45	15,664	1830
50/60	Эпигенетический пегматит	7,40	9,683	1330
6/60	»	7,65	9,240	1250
10/60	»	7,55	11,588	1485
47/61	Гранатовый мигматит	7,67	9,096	1240
40/61	Сингенетический пегматит	7,24	10,430	1420
14/60	»	7,22	8,00	1184
112/59	Эпигенетический пегматит	6,86	9,708	1405
2160/6	»	5,67	7,630	1350

В табл. 117 приведены результаты определения возраста биотитов из тех разновидностей пород, по которым имеются данные изотопного возраста, выполненного по аксессуарному монациту. По трем биотитам сделаны определения изотопного возраста и рубидий-стронциевым методом (табл. 118). Цифровые значения, полученные по одним

Таблица 118

Стронциевый возраст биотита*

Номер образца	Порода	Содержание, %		Возраст, млн. лет
		Rb ⁸⁷ ·10 ⁻²	Sr ⁸⁷ ·10 ⁻⁴	
50/60	Эпигенетический пегматит	4,29	8,02	1345
110/59	Бердичевский гранит	1,40	3,33	1660
900 ^в	Гранодиорит	1,24	2,53	1470

*Определения выполнены в ИГФМ АН УССР С. Г. Демиденко и Ф. И. Котловской.

и тем же образцам слюд аргоновым и рубидий-стронциевым методами, сходны и значительно ниже, чем данные уран-торий-свинцового метода.

Изотопный возраст гранитов и пегматитов кировоградско-житомирского комплекса менее полно определен уран-торий-свинцовым методом, чем гранитов бердичевского и побужского комплексов. Это обусловлено прежде всего тем, что последние крайне бедны аксессуарными радиоактивными минералами. Лишь в некоторых фациальных разновидностях гранитов этого комплекса встречается аксессуарный монацит, но в таких ничтожных количествах, что для выделения этого минерала необходимо переработать пробу в несколько сот килограммов. В виде единичных зерен аксессуарный монацит обнаружен в порфириовидных и аплитопегматоидных гранитах, залегающих в краевых фациях массивов. В жильных пегматитах, генетически связанных с житомирскими гранитами, аксессуарные минералы не всегда встречаются. В типично же житомирских гранитах, залегающих в крупных массивах, аксессуарный монацит практически не отмечен.

Аксессуарный циркон установлен во всех фациальных разновидностях гранитов кировоградско-житомирского комплекса, но выделить не-

Изотопный возраст аксессуарного монацита гранитов и

Номер образца	Порода	Содержание, %			Изотопный состав	
		U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸
43/61	Аплитопегматоидный гранит	0,35	4,99	0,53	0,038	19,06
42/61	»	0,43	6,08	0,64	0,020	17,73
46/61	Порфириовидный гранит	0,54	6,55	0,70	0,036	22,83
107/62	Аплитопегматоидный гранит	0,35	6,35	0,66	0,029	15,96
106/62	Пегматит	Не опр.	6,25	Не опр.	0,360	17,60
109/62	Каолинизированный житомирский гранит	0,26	7,20	1,05	0,370	19,20
110/62	Сильно каолинизированный житомирский гранит	0,42	11,69	1,38	0,050	24,95
102/62	Аплитопегматоидный гранит	0,65	6,54	0,65	0,050	22,34
4	Порфириовидный гранит	0,29	10,06	0,88	0,041	9,44
7	»	0,51	5,08	0,70	0,052	26,65
9	»	0,387	10,86	1,20	0,017	11,03
10	Житомирский гранит	0,795	11,31	1,31	0,029	21,32

обходимые количества его для определения изотопного возраста трудно из-за ничтожных содержаний.

Цифровые значения изотопного возраста, полученные по сосуществующим слюдам и акцессорному монациту гранитов кировоградско-житомирского комплекса, как правило, сходны. Биотит и мусковит встречаются во всех разновидностях гранитов и пегматитов. Это в значительной степени облегчает проведение радиологических исследований на территории, сложенной гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса.

Среди гранитов кировоградско-житомирского комплекса изотопными исследованиями нельзя выделить возрастную последовательность его фациальных разновидностей. Это обусловлено, видимо, генетическим родством отдельных разновидностей гранитов и узким интервалом времени формирования комплекса в целом. Во всяком случае продолжительность формирования гранитов кировоградско-житомирского комплекса и изотопный возраст — величины одного порядка, т. е. ± 150 млн. лет.

Изотопный возраст, определенный по акцессорному монациту, выделенному из всех трех разновидностей гранитов кировоградско-житомирского комплекса, — 1700—1900 млн. лет (табл. 119). В монацитах хорошей сохранности устанавливается сходимость возраста по всем изотопным отношениям. По монациту, измененному в гипергенных условиях (обр. 109/62, 110/62, 106/62), наблюдается резкое расхождение цифровых значений по отдельным изотопным отношениям. Даты, полученные по свинцово-урановым отношениям, иногда превышают 4000 млн. лет, что обусловлено выносом урана из разрушенной зоны монацита.

Надо отметить, что в акцессорном монаците житомирских гранитов, в отличие от монацита аплито-пегматоидных гранитов побужского комплекса, в больших количествах отмечен уран и значительно выше содержание Pb^{207} . Поэтому по акцессорному монациту житомирских гранитов, не подвергшемуся существенным изменениям, получаются сходящиеся значения возраста по всем изотопным отношениям. Анализируя данные определения изотопного возраста, выполненного по монацитам из отдельных разновидностей гранитов кировоградско-житомирского комплекса, можно прийти к выводу о том, что для этих гранитов наиболее вероятен возраст 1800 ± 100 млн. лет. Средний возраст слюд такой же, как и у акцессорного монацита, — 1800 млн. лет, с пределами колебаний 1600—2000 млн. лет (табл. 120).

Таблица 119

пегматитов кировоградско-житомирского комплекса

свинца, %		Возраст, млн. лет				Автор
Pb^{207}	Pb^{208}	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{208}}$	$\frac{Pb^{208}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	
2,53	78,37	1800	1770	1840	1400	Н. П. Щербак, 1967
2,20	80,02	1830	1820	1710	1710	
2,83	74,32	1720	1700	1880	1880	
2,24	82,00	1850	1940	1900	1920	
5,30	76,71	1060	—	—	—	
8,89	72,54	1920	2660	3270	2900	
3,56	71,44	1810	1940	4250	2840	
2,97	74,63	2010	1710	1800	1750	
1,61	88,91	1680	1890	1760	1820	
3,70	69,60	2040	1890	2240	2060	
1,46	87,49	2090	1860	2130	2000	
3,00	75,65	1890	2040	2180	2110	

Аргоновый возраст слюд из гранитов и пегматитов кировоградско-житомирского комплекса

Номер образца	Минерал, порода	Содержание		Возраст, млн. лет	Автор
		К, %	Ag ⁴⁰ ·10 ⁻⁷ ε/ε		
2077	Мусковит из пегматита	7,70	18,810	2000	Н. П. Щербак (1965)
43/61	Биотит из аплито-пегматоидного гранита	6,50	11,534	1640	
42/61	То же	6,50	14,80	1840	
102/59	Биотит из житомирского гранита	7,08	15,664	1890	
347	Биотит из порфиroidного гранита	6,24	11,480	1680	
387	То же	6,80	10,640	1500	
8/57	Биотит из житомирского гранита	6,80	14,596	1860	
4/57	То же	6,60	14,311	1870	
11/57	Биотит из порфиroidного гранита	7,18	12,24	1760	
12/57	То же	6,68	13,1	1730	
1260/7	Биотит из мигматита	7,0	13,26	1720	
2152/5	То же	7,34	14,89	1750	
88	Биотит из житомирского гранита	6,15	10,52	1600	
107	Биотит из порфиroidного гранита	7,33	16,732	1880	
105	Биотит из житомирского гранита	7,48	15,308	1800	
88	То же	7,22	12,460	1610	
21	» »	7,53	14,649	1740	

Высокие значения возраста отвечают мусковиту, а низкие — измененному биотиту, содержание калия в котором всегда ниже, чем в слюдах хорошей сохранности.

* * *

Все разновидности гранитов и пегматитов бердичевского комплекса — образования одновозрастные, что убедительно доказывается определениями возраста уран-торий-свинцовым методом по акцессорным монацитам и цирконам. Наиболее вероятен для них возраст 2400—2100 млн. лет. Граниты и пегматиты побужского комплекса образовались несколько позже, в интервале 2100—1900 млн. лет.

Цифровые значения возраста, полученные по слюдам гранитоидов аргоновым и стронциевым методами, совпадают между собой, но не отвечают времени образования минерала. В лучшем случае они отражают наложенные процессы, широко проявившиеся в западной части Украинского щита.

Фациальные разновидности гранитов кировоградско-житомирского комплекса, по сравнению с гранитоидами бердичевского комплекса, формировались в более узкий интервал времени. Для гранитов этого комплекса устанавливается сходимость изотопных дат, получаемых по сосуществующим монацитам и слюдам. Наиболее вероятен для них возраст 1800 ± 100 млн. лет.

СВИНЦОВО-ИЗОХРОННЫЙ ВОЗРАСТ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ*

Изотопные и радиохимические данные по содержанию свинца и урана в акцессорных минералах гранитоидов всех комплексов обработаны двумя графическими методами (Stieff, Stern, 1961). В основе пер-

* Уравнения изохрон для генетически родственных ассоциаций акцессорных минералов рассчитаны Е. Н. Бартнищким.

вого лежит вычисление уравнения изохроны в системе координат

$$\left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}, \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} \right)$$

по экспериментально определенным содержаниям изотопов свинца для группы образцов одинакового генезиса:

$$Pb^{207}/Pb^{204} = (Pb^{206}/Pb^{204}) \cdot R_{ад} + (Pb_{об}^{206}/Pb^{204}) \cdot (R_{об} - R_{рад}),$$

где

$$R_{рад} = Pb_{рад}^{207}/Pb_{рад}^{206}, \quad R_{об} = Pb_{об}^{207}/Pb_{об}^{206}.$$

Возраст конкретной группы образцов определяется величиной наклона изохроны. Одно из основных условий, предъявляемых этим методом, заключается в тождественности для всех образцов изотопного состава примесного (обыкновенного)

свинца. Говоря иными словами, в них должно находиться не более двух свинцовых фаз. Любая добавка какой-либо третьей свинцовой фазы, например захват минералами различных количеств более древнего радиогенного свинца, искажает изотопный состав примесного свинца. Вследствие этого нарушается прямолинейная зависимость в данной системе координат, и метод становится неприемлемым.

Изотопный состав третьей свинцовой фазы при условии отсутствия каких-либо процессов, приведших к потере или привнесу свинца (урана) в минералах, или — наоборот — время однократного проявления такого процесса при отсутствии третьей свинцовой фазы можно определить построением изохроны в другой системе координат:

$$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} (A) - \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} (B)}{\frac{U^{238}}{Pb^{204}} (A) - \frac{U^{238}}{Pb^{204}} (B)},$$

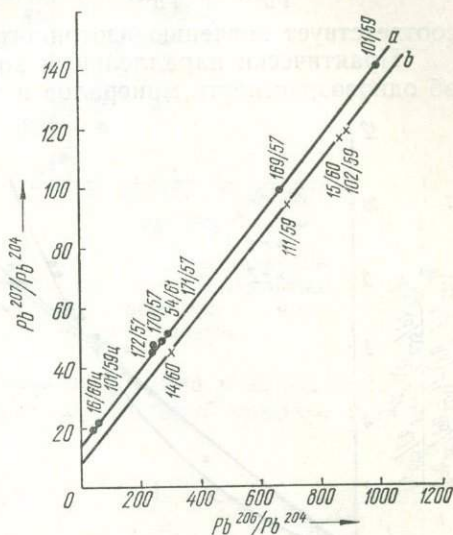


Рис. 44. Свинцово-изотопные отношения для аксессуарных минералов биотитово-гранатовых мигматитов.

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} (A) - \frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} (B)}{\frac{U^{235}}{Pb^{204}} (A) - \frac{U^{235}}{Pb^{204}} (B)}.$$

Значения изотопного возраста минералов, а также времени наложенного метаморфизма, если таковой имел место, определяются пересечением изохроны с конкордией — кривой согласующихся значений возраста. Математическое обоснование графика конкордии дано в работах Везерилла (Wetherill, 1956; Stieff, Stern, 1961; Собонович, Гращенко, 1962).

Уравнение изохроны, имеющее общий вид $y = ax + b$, рассчитано методом наименьших квадратов (Линник, 1962). Так как в нашем случае погрешности определения обеих координат примерно одинаковы и пренебречь какой-нибудь из них нельзя, для определения коэффициентов a и b использовалось уравнение, предложенное И. В. Гольденфельдом (1965). При этом учитывались только те образцы, содержание Pb^{204} в которых не менее 0,01%. На рис. 44 и 45 приведены изохроны для ак-

цессорных монацитов и цирконов (см. табл. 115) бердичевских гранитов в двух системах координат. Верхняя изохрона (рис. 44) отвечает акцессорным минералам бердичевских гранитов и гранатовых мигматитов. Уравнение ее имеет следующий вид:

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \cdot (0,1280 \pm 0,0050) + (13,46 \pm 1,85).$$

Значение изотопного возраста, соответствующее этой изохроне, составляет 2105 ± 95 млн. лет.

Нижняя изохрона (рис. 44) относится к акцессорным минералам послынных сингенетических пегматитов и гранитов, залегающих конкордантно с вмещающими породами гнейсово-мигматитовой толщи, ее уравнение

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \cdot (0,1253 \pm 0,0036) + (6,84 \pm 2,47)$$

соответствует значению изотопного возраста 2065 ± 80 млн. лет.

Практически параллельный ход этих двух изохрон свидетельствует об одновозрастности минералов и различном изотопном составе примесного свинца, отмеченного в акцессорных минералах бердичевских гранитов, и конкордантных телах малой мощности сингенетических пегматитов и гранитов.

Уравнение изохроны для акцессорных минералов бердичевских гранитов и гранатовых мигматитов во второй системе координат (рис. 45) имеет вид: $y = 17,116 \cdot x \times (+0,050)$. Значение изотопного возраста, соответствующее этой изохроне, составляет 2065 млн. лет.

Уравнение изохроны для акцессорных минералов из конкордантных тел пегматитов и пегматондных гранитов — $y = 16,350 \cdot x \times (+0,260)$; изотопный возраст 2050 млн. лет.

Изохроны в пределах погрешностей расчета близки к началу координат; поэтому можно считать, что в изученных минералах отсутствует третья свинцовая фаза (свинцовая система является двухкомпонентной) и они не испытывали в прошлом существенного наложенного метаморфизма. Во всяком случае, если такие процессы и имели место, они не вызвали смещения в изотопных отношениях. Расхождение цифровых значений, полученных по различным изотопным отношениям, видимо, обусловлено недавними изменениями минералов.

Рис. 45. График с конкордией для акцессорных минералов бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов:

1 — акцессорные бердичевских гранитов; 2 — акцессорные сингенетических пегматитов.

Таким образом, акцессорные минералы из всех разновидностей гранитов бердичевского комплекса практически являются одновозрастными образованиями. По данным свинцово-изохронного метода, цифровые значения возраста их — в пределах 2050—2100 млн. лет, т. е. соответствуют верхнему возрастному пределу формирования комплекса. Причиной этого, возможно, является аномальный изотопный состав примесного свинца акцессорных минералов.

Изохроны в пределах погрешностей расчета близки к началу координат; поэтому можно считать, что в изученных минералах отсутствует третья свинцовая фаза (свинцовая система является двухкомпонентной) и они не испытывали в прошлом существенного наложенного метаморфизма. Во всяком случае, если такие процессы и имели место, они не вызвали смещения в изотопных отношениях. Расхождение цифровых значений, полученных по различным изотопным отношениям, видимо, обусловлено недавними изменениями минералов.

На основании полученных значений возраста и отношений $Pb^{(206, 207)}/Pb^{204}$ можно путем расчетов проверить, имели ли место явления привноса или выноса свинца и урана в аксессуарных минералах. Такой расчет приведен на рис. 46. Если бы имели место суммарные потери (привнос) свинца или урана, то экспериментальная точка должна сместиться направо (x_2) или налево (x_1) от точки x_0y_0 на прямой, проходящей параллельно оси абсцисс. Точка x_0y_0 соответствует ненарушенному свинцово-урановому отношению в минерале. Проведенные через экспериментальные точки прямые с наклоном $a = \exp(\lambda t) - 1$ отсекают на оси ординат отрезки, характеризую-

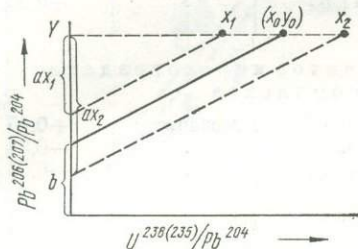


Рис. 46. Графическое построение для расчета нарушений содержаний урана и свинца в минералах.

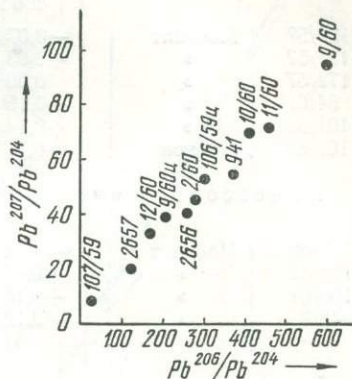


Рис. 47. Свинцово-изотопные отношения для аксессуарных минералов побужского комплекса гранитов.

щие степень изменения равновесного содержания урана и свинца. Для количественного учета изменения суммарного содержания урана и свинца удобно использовать выражение:

$$P = \pm \frac{Pb'}{Pb} \pm \frac{U'}{U_0} \left(1 - \frac{ax}{y - b} \right),$$

где Pb — экспериментально определяемое содержание свинца; Pb' и U' — количество потерянного (привнесенного) свинца и урана; U_0 — количество урана, которое должно находиться, если имели бы место потери или привнос его;

$$x — U^{238(235)}/Pb^{204};$$

$$y — Pb^{206(207)}/Pb^{204};$$

$$b — Pb_{ог}^{206(207)}/Pb^{204}.$$

Полученные таким путем данные приведены в табл. 121. Положительные значения величины P соответствуют суммарным потерям урана или избыточным количествам свинца, отрицательные — наоборот. Так как эти величины для большинства образцов аксессуарных минералов бердичевских гранитов соизмеримы с суммарными погрешностями расчета и аналитических определений свинца и урана, можно считать, что для рассматриваемых минералов не имели места процессы, способные привести к существенному нарушению в соотношениях между свинцом и ураном. Значение P для монацитов некоторых гранитов кировоградско-житомирского комплекса достигает существенной величины, что обусловлено нарушением Pb/U -отношения, вызванного гипергенными процессами.

При обработке цифровых значений изотопного возраста, полученных по аксессуарным минералам аплито-пегматоидных гранитов побужского комплекса в системе координат $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}, \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ установлено расхождение экспериментальных точек (рис. 47). Данное явление, видимо,

Расчет привноса (выноса) урана и свинца (P) в аксессуарных минералах гранитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов

Номер образца	Минерал	P	Номер образца	Минерал	P
Аксессуарные минералы гранитов бердичевского комплекса					
169/57	Монацит	-0,07	16/60	Циркон	-0,03
171/57	»	+0,03	14/60	Монацит	+0,13
172/57	»	0,00	15/60	»	+0,08
54/61	»	-0,15	102/59	»	-0,02
101/59	»	+0,14	111/59	»	+0,05
101/59	Циркон	-0,11			
Аксессуарные минералы гранитов кировоградско-житомирского комплекса					
107/62	Монацит	+0,02	109/62	Монацит	+0,45
110/62	»	+0,64	102/62	»	-0,34
106/62	»	+0,15	43/61	»	-0,03
42/61	»	-0,12			

обусловлено тем, что в рассматриваемых аксессуарных минералах встречается более двух свинцовых фаз. В частности, об этом свидетельствует повышенное содержание радиогенного свинца в полевых шпатах аплитопегматоидных гранитов при кларковых содержаниях в них урана и тория (см. табл. 103).

На рис. 48 и 49 представлены изохроны для аксессуарных монацитов гранитов кировоградско-житомирского комплекса, рассчитанные по данным, приведенным в табл. 119. Изохрона a (рис. 48), уравнение которой имеет вид

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \cdot (0,1120 \pm 0,0058) + (15,58 \pm 2,13),$$

относится к аксессуарным монацитам из гранитов относительно крупных массивов и отвечает значению изотопного возраста 1860 ± 120 млн. лет. Изохрона b относится к аксессуарным монацитам жильных тел житомирских гранитов, рассекающих гнейсово-мигматитовую толщу. Ее уравнение

$$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}} = \frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} \cdot (0,1137 \pm 0,0036) + (9,15 \pm 1,70)$$

соответствует значению изотопного возраста 1890 ± 85 млн. лет. Как и в случае аксессуарных минералов бердичевских гранитов, положение изохрон свидетельствует о различном изотопном составе первичного свинца в аксессуарных монацитах гранитов крупных массивов и их жильных дериватов. Этим обусловлено и то обстоятельство, что кажущийся возраст монацитов жильных тел больше возраста аналогичных минералов главных массивов.

Уравнение соответствующих изохрон во второй системе координат (рис. 49) имеет вид

$$y = 15,321 \cdot x (+ 0,043);$$

$$y = 16,678 \cdot x (- 0,307).$$

Они отвечают значениям изотопного возраста 1870 и 1900 млн. лет соответственно. Изохрона для аксессуарных монацитов крупных массивов житомирских гранитов (a) в пределах точности расчетов продлена к

началу координат, что свидетельствует об отсутствии процессов наложенного метаморфизма и третьей свинцовой фазы. Изохрона *b* для акцессорных монацитов жильных тел житомирских гранитов пересекает конкордию еще в одной точке, находящейся не-

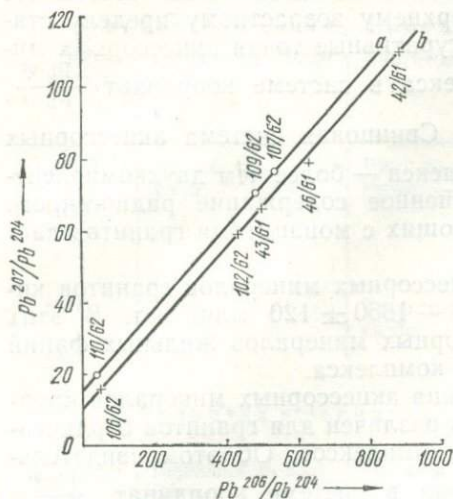


Рис. 48. Свинцово-изотопные отношения для монацитов житомирских гранитов.

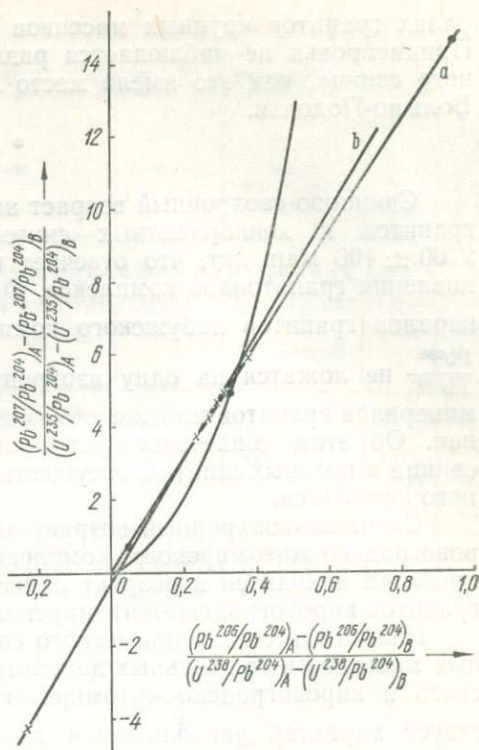


Рис. 49. График с конкордией для монацитов житомирских гранитов.

далеко от начала координат. Учитывая, что возраст этой точки соизмерим с погрешностью расчета, можно и для акцессорных монацитов из жильных гранитов кировоградско-житомирского комплекса пренебречь наложенным метаморфизмом.

Для сравнения приведем данные графической обработки свинцово-свинцовых и свинцово-урановых отношений акцессорных минералов архейских гранитов, развитых в Среднем Приднестровье.

В этом районе конкордантно с гнейсово-мигматитовой толщей залегают плагиограниты, а полойные линзы и секущие жилы представлены аплито-пегматоидными гранитами. Изотопные данные по акцессорным минералам приведены в работе Н. П. Щербака, Е. Н. Бартницкого, В. И. Орсы (1966).

На рис. 50 представлены изохроны для акцессорных минералов плагиогранитов (*a*) и аплито-пегматоидных гранитов (*b*). Первая изохрона (*a*) отвечает возрасту 2830 ± 110 млн. лет, вторая (*b*) — 2710 ± 95 млн. лет. Характерно то обстоятельство, что обе изохроны пересекаются, т. е. в акцессорных мине-

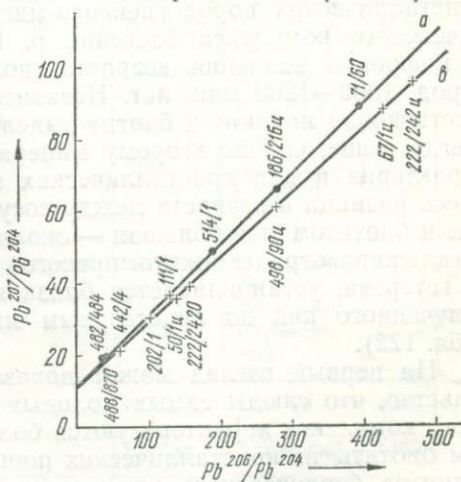


Рис. 50. Свинцово-изотопные отношения для акцессорных минералов гранитов Приднестровья.

ралах гранитов крупных массивов и их жильных дериватов Среднего Приднепровья не наблюдается различия в изотопном составе примесного свинца, как это имело место в акцессорных минералах гранитов Вольно-Подолья.

* * *

Свинцово-изохронный возраст акцессорных минералов бердичевских гранитов и конкордантных сингенетических пегматитов составляет 2100 ± 100 млн. лет, что отвечает верхнему возрастному пределу становления гранитоидов комплекса. Фигуративные точки акцессорных минералов гранитов побужского комплекса в системе координат $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$, $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ не ложатся на одну изохрону. Свинцовая система акцессорных минералов гранитов побужского комплекса — более чем двухкомпонентная. Об этом свидетельствует повышенное содержание радиогенного свинца в полевых шпатах, сосуществующих с монацитами гранитов данного комплекса.

Свинцово-изохронный возраст акцессорных минералов гранитов кировоградско-житомирского комплекса — 1860 ± 120 млн. лет. В этих пределах находится и возраст акцессорных минералов жильных фаций гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Изотопный состав примесного свинца акцессорных минералов крупных массивов и их жильных дериватов различен для гранитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов. Об этом свидетельствует характер расположения изохрон в системе координат $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$, $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ для акцессорных минералов крупных массивов гранитов и их жильных дериватов.

О ПРИРОДЕ РАСХОДЯЩИХСЯ ЗНАЧЕНИЙ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

По сосуществующим акцессорным радиоактивным и породообразующим калийсодержащим минералам кристаллических пород в одних районах западной части Украинского щита устанавливаются резкие расхождения цифровых значений изотопного возраста, в других — они полностью совпадают. Так, изотопный возраст акцессорных монацитов из кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи и гранитов бердичевского комплекса бассейна р. Юж. Буга — 2400—1900 млн. лет. А цифровые значения возраста, полученные по слюдам из этих же пород, 1800—1200 млн. лет. Независимо от того, из каких пород сосуществующие монацит и биотит выделены, значение возраста по первому всегда выше, чем по второму минералу (табл. 122). Подобная картина характерна и для кристаллических пород, развитых в бассейне Роси. Здесь разница в возрасте между сосуществующими акцессорными ортитом и биотитом еще большая — около 900 млн. лет. В гранитах и пегматитах кировоградско-житомирского комплекса, развитых в бассейне р. Тетерева, устанавливается близкая сходимости изотопного возраста, полученного как по акцессорным минералам, так и по слюдам (см. табл. 122).

На первый взгляд может показаться парадоксальным то обстоятельство, что слюды самых молодых гранитов кировоградско-житомирского комплекса характеризуются более высокими значениями возраста, чем биотиты из кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи и гранитов бердичевского комплекса. Это явление объясним далее.

В табл. 123 приведены результаты определения изотопного возраста сосуществующих амфиболов и слюд из гнейсов, метабазитов, грано-

Изотопный возраст сосуществующих акцессорных минералов и слюд

Номер образца	Место отбора	Порода	Минерал	Метод определения	Возраст, млн. лет	Разность возраста минералов, млн. лет		
В кристаллических породах гнейсово-мигматитовой толщи								
3873	Верховья р. Роси	Биотитовый мигматит	Ортит	U — Th—Pb	2600	900		
3873			Биотит	Аргоновый	1700			
2099 ^a	Верховья р. Юж. Буга	Биотито-гранатовый гнейс	Монацит	U — Th — Pb	2100	340		
535			Биотит	Аргоновый	1750			
2099 ^a			Циркон	U — Th — Pb	2090			
2100		Гранато-биотитовый гнейс	Монацит	U — Th — Pb	2150			
2100			Биотит	Аргоновый	1400		750	
В гранитах и пегматитах бердичевского и побужского комплексов								
112/59	Верховья р. Юж. Буга	Пегматит	Монацит	U — Th — Pb	2130			
112/59			Биотит	Аргоновый	1400		730	
14/60		Сингенетический пегматит	Монацит	U — Th — Pb	2190		1000	
14/60			Биотит	Аргоновый	1190			
10/60		Эпигенетический пегматит	Монацит	U — Th — Pb	2060		575	
10/60			Биотит	Аргоновый	1485			
6/60		Эпигенетический пегматит	Монацит	U — Th — Pb	2100		850	
6/60			Биотит	Аргоновый	1250			
111/59		Сингенетический пегматит	Монацит	U — Th — Pb	2040		700	
189			Биотит	Аргоновый	1340			
50/60		Эпигенетический пегматит	Монацит	U — Th — Pb	1990		660	
50/60			Биотит	Аргоновый	1330			
50/60			»	Стронциевый	1345			
110/59		Бердичевский гранит	Монацит	U — Th — Pb	2250		660	
110/59			Биотит	Аргоновый	1590			
110/59			»	Стронциевый	1660			590
40/61		Верховья р. Тегерева	Сингенетический пегматит	Монацит	U — Th — Pb		1930	510
40/61				Биотит	Аргоновый		1420	
103/59		Бердичевский гранит	Монацит	U — Th — Pb	2230		400	
103/59			Биотит	Аргоновый	1830			

Номер образца	Место отбора	Порода	Минерал	Метод определения	Возраст, млн. лет	Разность возраста минералов, млн. лет
В гранитах кировоградско-житомирского комплекса						
42/61	Верховья р. Тетерева	Аплито-пегматоидный гранит	Монацит	U — Th — Pb	1800	40
42/61			Биотит	Аргоновый	1840	
102/59		Житомирский гранит	Монацит	U — Th — Pb	2080	190
102/59			Биотит	Аргоновый	1890	
46/61		Порфириовидный гранит	Монацит	U — Th — Pb	1720	40
46/61			Биотит	Аргоновый	1680	

Таблица 123

Изотопный возраст сосуществующих амфиболов и слюд

Номер образца	Место отбора	Порода	Минерал	Метод определения возраста	Возраст, млн. лет	Разность возраста минералов
25/2	Бассейн р. Роси	Амфиболо-биотитовый гнейс из гнейсово-мигматитовой толщи	Амфибол	Аргоновый	2500	965
25/2			Биотит		1535	
26/5			Амфибол		2480	
26/5		Биотит	1630	850		
26/9		Биотито-амфиболовый гнейс	Амфибол	2620	1100	
26/9			Биотит	1520		
900 ^в		Гранодиорит	Амфибол	Стронциевый	2360	870
900 ^в	Биотит				1490	
900 ^в	»				1470	
900 ^г	Гранитизированный амфиболит	Амфибол	Аргоновый	2080	620	
900 ^г				Биотит		1460
58/61	Истоки р. Тетерева	Амфиболит	Амфибол		2340	520
58/61			Биотит		1820	
636 ^а		Гранодиорит	Амфибол		2130	380
636 ^а					Биотит	
636		Монзонит	Амфибол		2120	350
636					Биотит	
8/57		Гранодиорит	Амфибол		2330	650
8/57					Биотит	
2153/5				Амфибол		2080
2153/5	Биотит					1640

диоритов. Расхождения цифровых значений возраста между амфиболами и слюдами для кристаллических пород истоков р. Роси более существенны, чем для аналогичных образований района верховьев р. Тетерева. Разница в возрасте двух минералов — 400—1000 млн. лет, т. е. в таких же пределах, как для акцессорного монацита и ассоциирующих с ним слюд.

В амфиболсодержащих породах западной части Украинского щита почти не встречается акцессорный монацит. Но на основании согласного залегания амфиболсодержащих мигматитов и гранатовых мигматитов, в которых обнаружен акцессорный монацит, можно считать, что эти геологические образования разновозрастные. В пользу этого свидетельствует и близкая сходимость дат, получаемых по акцессорному монациту и амфиболу.

Для кристаллических пород истоков р. Тетерева сходящиеся значения изотопного возраста по амфиболам и акцессорным минералам из гранитов бердичевского комплекса изменяются в пределах 2400—2100 млн. лет. В бассейне р. Роси значения возрастных дат по этим двум минералам значительно выше — 2600—2400 млн. лет.

Совпадение возрастных дат по акцессорным минералам и амфиболам можно объяснить, если сопоставить экспериментальные исследования по сохранности продуктов радиогенного распада с геологическими условиями, в которых образовались эти минералы.

Как показали экспериментальные исследования (Котловская, 1965), одним из существенных показателей сохранности радиогенного аргона в калийсодержащих минералах является их термическая стойкость. Потеря основной массы аргона в роговой обманке происходит только в интервале температур свыше 800° С. Для отдельных разновидностей роговых обманок из кристаллических пород Украинского щита высоких ступеней метаморфизма потеря аргона наблюдается только при температуре около 1000°, т. е. когда полностью происходит перестройка кристаллической решетки минерала и амфибол переходит в пироксен. Биотит же заметное количество аргона теряет при температуре около 500—600° С.

Большое значение имеют также температуры, при которых частично начинает теряться аргон из минералов. Из биотитов кристаллических пород Украинского щита аргон начинает выделяться при 300—400° С, в роговых обманках — при 600—700° С.

Учитывая эти экспериментальные данные и результаты определения аргонового возраста сосуществующих амфиболов и биотитов, можно предположить, что после образования кристаллические породы отдельных районов подвергаются прогреву в интервале температур 300—600° С (изученные биотиты теряют аргон, а в амфиболах Ar/K -отношения не нарушаются).

Помимо температуры, на нарушение аргоно-калиевых отношений в минералах могли оказывать влияние такие явления, как катионный обмен, длительность прогрева, увеличение давления. Но эти факторы по сравнению с температурным прогревом имеют второстепенное значение. Следует отметить, что фактору времени уделяется мало внимания, хотя он, по-видимому, играет важную роль. Достаточно отметить, что слюды при температурных прогревах около 300° С за несколько миллионов лет способны полностью потерять накопленный аргон (Everden, 1960).

Свидетелями позднего прогрева кристаллических пород являются дайки основного состава, широко проявившиеся на всей площади западной части Украинского щита. Дайки локализируются в зонах разломов, они разновозрастны. Наиболее древние из них генетически связаны с основными породами осницкого комплекса, другие — с эффузивами овручской серии. Изотопный возраст, выполненный аргоновым методом

Изотопный возраст габбро-диабазов

Номер образца	Место отбора	Содержание		Возраст, млн. лет	Автор
		К, %	Ar ⁴⁰ · 10 ⁻⁷ г/г		
967	с. Шепетовка	1,38	2,89	1840	Н. Л. Щербак (1964)
216/1	р. Случь	2,5	3,061	1260	
704	с. Широкая Гребля	1,24	1,416	1200	
708	»	1,03	1,299	1280	
70	г. Хмельник	1,15	1,673	1440	
70	»	1,20	1,476	1200	А. Г. Бернадская (1965)
Скв. 2	»	1,20	1,727	1320	

непосредственно по диабазам, изменяется в пределах 1800—1200 млн. лет (табл. 124).

Биотиты из милонитов и милонитизированных кристаллических пород, наблюдаемых в зонах разломов, к которым приурочены дайки габбро-диабазов, датируются возрастом 1200—1400 млн. лет (табл. 125).

Таблица 125

Аргонный возраст милонитов и катаклазированных пород из зон разломов (по биотиту)

Номер образца	Место отбора	Минерал, порода	Содержание		Возраст, млн. лет
			К, %	Ar ⁴⁰ · 10 ⁻⁷ г/г	
701г	с. Широкая Гребля	Биотит из милонита	6,00	8,61	1400
525	г. Хмельник	» » »	4,82	5,374	1180
34	»	Биотит из милонитизированного гнейса	7,30	10,14	1390
9	»	То же	6,68	10,00	1460

Термическое воздействие даек диабазов на вмещающие породы не вызывает сомнения, но оно имеет локальное значение. Если бы потери аргона в слюдах были связаны только с температурным прогревом, вызванным контактовым влиянием даек габбро-диабазов, — зоны наложенного метаморфизма имели бы линейный характер развития. Однако в бассейнах Юж. Буга и Роси слюды с нарушенным Ar/K-отношением распространены по всему региону. Видимо, наряду с контактовым воздействием даек габбро-диабазов имели место и другие факторы, влияющие на потерю аргона слюдами.

Анализ особенностей геологического строения позволяет высказать предположение о том, что потери аргона слюдами обусловлены длительным пребыванием отдельных блоков в глубинных условиях. Блоковое строение Украинского щита, в частности его западной части, отмечали многие исследователи (Бондарчук, Семененко, 1959; Субботин, Соллогуб, 1963; Тяпкин и др., 1963; Кужелов, 1960). По данным Н. П. Семененко (1959), житомирский блок опущен по отношению к подольско-бердичевскому и побужскому. Время смещения блоков относительно друг друга, видимо, фиксируется проявлением дайкового магматизма. До проявления существенных перемещений подольско-бердичевский и белоцерковский блоки, сложенные породами гнейсово-мигматитовой толщи и гранитоидами побужского и бердичевского комплексов, находились на значительных глубинах. Температурный прогрев кристаллических пород мог превышать 300° С, но не достигал 600° С. Об этом свидетельствуют хорошая сохранность аргона в амфиболах и значительные потери аргона в сосуществующих с ними слюдах.

Таким образом, причины расхождения изотопного возраста сосуществующих амфиболов и биотитов следующие. Длительное пребывание в глубинных условиях некоторых блоков западной части Украинского щита, вызвавшее региональный разогрев кристаллических пород до температуры 300—400° С, способствовало нарушению Аг/К-отношений в слюдах, т. е. из слюд прогретых пород, находящихся в глубинных условиях, радиогенный аргон постоянно мигрировал и накопление его в слюдах началось с того момента, когда породы в результате блоковых движений достигли определенного гипсометрического уровня. С блоковым движением связано внедрение даек основного состава, что обусловило термальное воздействие и нарушение Аг/К-отношений в узких зонах разлома. Изотопный возраст, полученный по дайкам диабазов, отвечает времени перемещения блоков. Эти данные позволяют предполагать, что цифровые значения возраста, получаемые аргоновым методом по слюдам кристаллических пород, распространенных в бассейнах Юж. Буга и Роси, не отвечают их истинному возрасту. Лишь в некоторых случаях они свидетельствуют о времени проявления дайкового магматизма и перемещения отдельных блоков.

ОПОРНЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАТЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Не все цифровые значения изотопного возраста, получаемые аргоновым методом, свидетельствуют о времени образования минералов. Особенно мало надежны в этом отношении слюды, отличающиеся очень высокой чувствительностью к наложенным процессам, вследствие чего в них нарушаются Аг/К-отношения и соответственно искажается изотопный возраст. Но для некоторых районов западной части Украинского щита, кристаллические породы которых не подвергались изменениям более поздними геологическими процессами, даты, получаемые по слюдам, отвечают времени их образования.

К значениям возраста, получаемым аргоновым методом по амфиболом, также следует подходить с осторожностью. Очень часто определения возраста производятся по роговым обманкам с содержанием 0,3—0,5% калия. В таких случаях роговая обманка обычно находится в тесном сростании с биотитом. Ассоциирующие же амфиболы и биотиты кристаллических пород некоторых районов западной части Украинского щита характеризуются резко расходящимися значениями изотопного возраста. Совершенно естественно, что получаемые по смеси таких минералов цифровые значения не будут отвечать времени образования амфиболов.

Тщательный подход к интерпретации изотопного возраста, получаемого по амфиболом, необходим еще потому, что часто эти минералы в кристаллических породах являются новообразованиями. Так, роговая обманка в пироксеновых гнейсах и кристаллических сланцах Юж. Буга всегда является вторичным минералом. Она образуется за счет замещения пироксена и плагиоклаза. Причем время амфиболитизации — около 2000 млн. лет, а гнейсы и кристаллические сланцы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации около 2500 млн. лет тому назад.

Цифровые значения возраста, получаемые по аксессуарным минералам, особенно монацитам и цирконам, надежны при условии, если эти минералы не подвергались существенным изменениям, что устанавливается тщательными минералого-петрографическими исследованиями.

Таким образом, для большинства групп или ассоциаций пород западной части Украинского щита можно наметить опорные точки, или возраст, отвечающий времени образования или метаморфизма конкретных пород. Можно говорить только о времени образования гранитов,

пегматитов и дайковых пород основного состава. Что же касается кристаллических сланцев, метабазитов и гнейсов, то по минералам, выделенным из них, чаще всего датируются этапы метаморфизма.

Опорными геохронологическими точками, или датами, могут служить сходящиеся цифровые значения возраста, полученные не менее как по двум минералам из одной разновидности пород. Причем по одному из сосуществующих минералов возраст должен быть выполнен свинцово-изотопным методом. Сходящиеся даты по двум и более минералам из одной породы — надежная гарантия определения возраста данной породы. Опорные даты (см. табл. 126) имеются не по всем разновидностям кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи. Более полно в этом отношении охарактеризованы граниты и пегматиты. Коротко охарактеризуем некоторые из опорных дат.

Первая опорная дата получена по четырем аксессуарным минералам — ортиту, циркону, апатиту и сфену, выделенным из биотитовых порфиробластических мигматитов, развитых в истоках р. Роси. Микроскопические исследования показали, что ортит и сфен образовались в завершающую стадию формирования породы. Синхронны с ними по времени циркон и апатит. Косвенно подтверждает это явление тот факт, что фигуративные точки изотопного состава свинца, выделенного из циркона, апатита и сфена, ложатся на одну изохрону. Возраст минералов по наиболее надежному отношению Pb^{208}/Th^{232} для ортита — 2400—2600 млн. лет. По результатам обработки изотопных данных, полученных по этим минералам свинцово-изохронным методом, получен верхний возрастной предел — 2440 млн. лет.

Вторая опорная дата представлена цифровыми значениями возраста 2500—2660 млн. лет, полученными свинцово-изотопным методом по апатиту и аргоновым методом по амфиболу. Эти минералы выделены из биотито-амфиболовых мигматитов гранодиоритового состава. Надо отметить, что роговые обманки возрастом 2500—2600 млн. лет установлены не только в гранитоидах, но и метабазитах, ультрабазитах и биотито-амфиболовых гнейсах (см. табл. 107), широко развитых в истоках р. Роси. Синхронность образования отмеченных разновидностей кристаллических пород с биотитовыми порфиробластическими мигматитами подтверждается как геологическими, так и радиологическими данными.

Первая и вторая опорные даты дают полное основание доверительно относиться к определениям возраста, выполненным по амфиболам из кристаллических пород бассейна р. Роси. В дальнейшем для этого района необходимо увеличить число опорных изотопных дат. Но эта работа связана с большими трудностями, так как амфиболсодержащие кристаллические породы, как правило, исключительно бедны аксессуарными минералами.

Цифровые значения третьей опорной изотопно-геохронологической даты — 2470—2530 млн. лет. Возраст определен по двум разновидностям циркона из мигматизированных пироксеновых гнейсов бассейна р. Юж. Буга. Фигуративные точки изотопного состава свинца, выделенного из цирконов пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев этого района, легли на одну изохрону, возраст которой — 2500 ± 60 млн. лет.

Четвертая опорная изотопно-геохронологическая точка получена для гнейсов верхнего течения р. Юж. Буга. Возрастом 2100—2200 млн. лет датируются монацит и циркон биотито-гранатовых гнейсов. Такие же возрастные пределы получены по аксессуарному монациту из гранато-биотитовых гнейсов, залегающих в виде реликтовых образований среди бердичевских гранитов. Подобные гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы широко распространены в междуречье Тетерев — Юж. Буг — Случь.

Приведенные четыре опорные изотопно-геохронологические точки датируют широкий диапазон процессов минералообразования гнейсово-

Опорные изотопно-геохронологические даты западной части Украинского щита

Номер образца	Минерал	Порода	Метод определения возраста	Возраст, млн. лет
Гнейсово-мигматитовая толща				
3873	Ортит	Биотитовый мигматит	Уран-торий-свинцовый	2590
2/66	Циркон			2420
2/66	Апатит			2480
2/66	Сфен		Свинцово-изохронный	2440
1/66	Апатит	Биотито-амфиболовый мигматит	Уран-торий-свинцовый	2500
28/6	Амфибол		Аргоновый	2660
5	Циркон	Пироксеновый гнейс	Уран-торий-свинцовый	2530
5а	Циркон коричневый			2510
5б	Циркон преимущественно розовый			2470
2099 ^а	Монацит	Биотито-гранатовый гнейс		2100
2099 ^а	Циркон			2200

Бердичевский комплекс гранитов

101/59	Монацит	Бердичевский гранит	Уран-торий-свинцовый	2230
101/59	Циркон			2170
16/60	Монацит	Бердичевский гранит		2300
16/60	Циркон			2400
15/60	Монацит	Сингенетический пегматоидный гранит		2290
15/60	Циркон			2100
201/63	Монацит	Биотито-гранатовый мигматит		2200
201/63	Циркон			2170

Побужский комплекс гранитов

112/59	Монацит	Пегматит	Уран-торий-свинцовый	2130
112/59	Циркон			1940
106/59	Монацит	Пегматит		2100
106/59	Циркон			2020
9/60	Монацит	Пегматит		2100
9/60	Циркон			2000
7	Циркон	Чарнокит	Свинцово-изохронный	1920
7 ^а	Апатит			1900

Кировоградско-житомирский комплекс гранитов

42/61	Монацит	Аплито-пегматоидный гранит	Уран-торий-свинцовый	1830
42/61	Биотит			Аргоновый
43/61	Монацит		Уран-торий-свинцовый	1800
43/61	Биотит			Аргоновый

Номер образца	Минерал	Порода	Метод определения возраста	Возраст, млн. лет
46/61 11/57	Монацит Биотит	Порфиroidный гранит	Уран-торий-свинцовый Аргоновый	1720 1760
10 105	Монацит Биотит	Мелкозернистый гранит	Уран-торий-свинцовый Аргоновый	1900 1800

мигматитовой толщи — 2700—2100 млн. лет. Эти опорные даты подкрепляются многочисленными определениями возраста гнейсов и мигматитов по одному минералу.

Граниты бердичевского комплекса охарактеризованы четырьмя опорными геохронологическими датами. Пределы колебаний возрастных значений — 2400—2100 млн. лет. Возраст каждой опорной точки определен по сосуществующим монациту и циркону (табл. 126). Опорные даты получены по всем главнейшим разновидностям пород бердичевского комплекса.

Для гранитов побужского комплекса получены четыре опорные изотопные даты по сосуществующим монацитам и цирконам. Ни одно из определений возраста по аксессуарным минералам этой группы гранитов не превышает 2100 млн. лет, но и не ниже 1900 млн. лет.

Следует отметить, что по отдельным аксессуарным минералам из гранитов и пегматитов бердичевского и побужского комплексов получено около 90 определений возраста свинцово-изотопным методом, цифровые значения которых в большинстве случаев находятся в пределах 2400—1900 млн. лет.

Четыре опорные даты установлены и для гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Сходящиеся значения возраста 1800 ± 100 млн. лет для главных разновидностей гранитов этого комплекса получены по сосуществующим аксессуарным монацитам уран-торий-свинцовым методом и биотитам — аргоновым методом. Возрастом 1800—1900 млн. лет датируется и мусковит, ассоциирующий с биотитом.

Таким образом, опорными изотопными датами охарактеризованы главнейшие группы пород западной части Украинского щита. Эти даты подтверждают правильность геохронологического расчленения докембрия западной части Украинского щита на бердичевский, побужский и кировоградско-житомирский комплексы гранитов. Изотопный возраст гранитов и пегматитов бердичевского комплекса — 2400—2100 млн. лет, побужского комплекса — 2100—1900 млн. лет, кировоградско-житомирского — 1900—1700 млн. лет.

Для детального расчленения гнейсовой толщи западной части Украинского щита еще недостаточно радиологических данных. В настоящее время можно говорить о трех гнейсовых сериях — нижней, средней и верхней. Полученные геологические и радиологические данные пока не позволяют точно провести возрастные границы между процессами метаморфизма и гранитизации, не говоря уже о времени седиментации и проявления эффузивной деятельности. Сейчас можно лишь уверенно сказать о верхних возрастных пределах гранитизации эффузивно-осадочных пород. Для нижней серии этот рубеж датируется около 2500 млн. лет, средней — 2100 млн. лет, верхней — 1800 млн. лет. Следовательно, можно предполагать, что процессы седиментации и метаморфизма пород верхней серии происходили 2100—1800 млн. лет назад, средней — 2500—2100 млн. лет, нижней — еще ранее.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА

Геохронологическое расчленение докембрия Украинского щита, испытывавшего неоднократные тектонические и метаморфические преобразования, связано с большими трудностями. Украинский щит «представляет собой многоярусный складчатый минерализованный регион, претерпевший весьма сложную геологическую историю» (Семененко, 1959).

Плохая обнаженность не позволяет однозначно трактовать геологическую структуру отдельных регионов Украинского щита, особенно его западной части. Если блоковое строение западной части Украинского щита признают многие исследователи, то совершенно не разработаны характерные признаки, с помощью которых можно было бы надежно выполнить стратиграфическое сопоставление гнейсово-мигматитовых толщ и комплексов гранитов, развитых в отдельных блоках. Причина этого заключается в недостаточной изученности тектонической структуры каждого блока и отсутствии полного разреза докембрия в пределах отдельных блоков. Поэтому при разработке геохронологической схемы приходится отдавать предпочтение критериям второстепенным, косвенного характера, в частности таким признакам, как сравнение особенностей состава породообразующих и акцессорных минералов, сходимость возраста, полученного по реперным изотопным датам, и т. д.

Надо отметить, что, несмотря на отмеченные трудности в разработке достоверной геохронологической схемы западной части Украинского щита, в настоящее время существует реальная возможность создания такой схемы. Для этого накоплен значительный материал по геологии, геохимии и петрологии данного региона.

НАДЕЖНОСТЬ ОТДЕЛЬНЫХ КРИТЕРИЕВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ СООТНОШЕНИЙ МЕЖДУ РАЗНОВОЗРАСТНЫМИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Определение стратиграфических соотношений между отдельными комплексами и сериями кристаллических пород — главная задача изучения докембрия Украинского щита. Без этих данных нельзя разработать надежную стратиграфическую схему.

Существующие разногласия между исследователями по вопросам стратиграфии и тектоники Украинского щита, видимо, обусловлены в основном тем, что во многих случаях соотношения между отдельными сериями и комплексами кристаллических пород до сих пор остались невыясненными. Плохая обнаженность Украинского щита затрудняет решение этих вопросов.

Высокая и различная степень метаморфизма пород гнейсово-мигматитовой толщи отдельных районов западной части Украинского щита не позволяет надежно использовать для геохронологических целей методы петрографической аналогии. Проблема «снятия метаморфизма»

часто остается неразрешенной из-за сходства состава исходных пород осадочного и вулканогенного происхождения. Вследствие этого значительно ограничивается возможность применимости формационного анализа для корреляционных целей пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Изотопные даты также не всегда имеют однозначную интерпретацию, что порой затрудняет использование их для возрастной корреляции метаморфических образований Украинского щита.

Объективная геохронологическая схема может быть составлена только при условии использования всех имеющихся данных по геологии, петрологии и геохимии глубокометаморфизованных докембрийских кристаллических пород. Но ведущее значение должно принадлежать данным по установлению непосредственных геологических соотношений между отдельными стратиграфическими членами метаморфических и магматических пород.

Остановимся на главнейших критериях, используемых для установления возрастных соотношений между кристаллическими породами докембрия западной части Украинского щита.

Пересечение одних разновидностей кристаллических пород другими

При пересечении осадочных или метаморфических пород интрузивными телами вопрос о возрастных соотношениях всегда решается однозначно. Более молодыми считаются секущие тела магматических пород. Однако менее определенными являются возрастные соотношения при взаимном пересечении тел интрузивных пород. В одном случае эти пересечения могут свидетельствовать о том, что действительно имеют место разновозрастные образования. В других — пересекающиеся тела могут быть генетически связаны с одной и той же интрузией или очагом, и практически возраст их очень сходен. Так, наличие секущих жил серых гранитов житомирского типа среди массива бердичевских гранитов и гранато-биотитовых мигматитов отмечали многие исследователи. Однако этот факт до последнего времени интерпретировался по-разному. Одни исследователи (Половинкина, 1954; Усенко, 1954) считают, что секущие жилы мелкозернистых микроклиновых гранитов являются фациальной разновидностью бердичевских гранитов, другие (Хатунцева, 1955; Барташевский, 1956) полагают, что эти граниты генетически связаны с более молодым кировоградско-житомирским комплексом. Как видим, наблюдаемый факт пересечения и метод петрографической аналогии еще не решают однозначно вопрос о том, с какими из описываемых комплексов генетически связаны секущие тела мелкозернистых микроклиновых гранитов. Для ответа на поставленный вопрос необходимо привлечь другие критерии. Мы уже отмечали, что породообразующие и акцессорные минералы бердичевских и житомирских гранитов резко отличаются по химическому составу и возрасту. Слюды и акцессорные монациты жильных тел гранитов по химическому составу совершенно одинаковы с аналогичными минералами гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Эти данные позволяют утверждать, что жильные тела микроклиновых гранитов генетически связаны с кировоградско-житомирским комплексом, а не с бердичевским комплексом гранитов.

В изученном регионе имеют место и другие случаи пересечения. Так, в истоках р. Тетерева (с. Скragлевка) биотитовые гнейсы пронизаны жилами розовых гранитов, ориентированных в двух направлениях. Одно из них совпадает с простиранием кристаллизационной сланцеватости, другое является секущим по отношению к вмещающим гнейсам. Граниты секущих прожилков более темной окраски и по структуре несколько отличаются от гранитов послонных тел. Благодаря этому по взаимоотношениям, наблюдаемым непосредственно в обнажении, отчет-

ливо видно, что граниты секущих жил — более поздние образования, чем граниты послонных тел. Однако разрыв во времени между образованием послонных и секущих тел гранитов незначителен; они являются практически одновозрастными, так как содержат одинаковый по составу биотит и аксессуарный монацит, который встречен в тех и других гранитах и относится к единой генерации. Изотопный состав свинца, выделенного из аксессуарного монацита послонных и секущих жил гранитов, а также изотопный возраст вмещающих пород полностью совпадают.

Аналогичные явления наблюдаются и в других районах западной части Украинского щита. В истоках р. Юж. Буга (с. Крутнев), вдоль ее правого берега на протяжении более 500 м непрерывно прослеживаются выходы коренных пород. В обнажениях отчетливо видны соотношения светло-серых гранато-биотитовых гранитов с вмещающими полосчатыми меланократовыми биотито-гранатовыми мигматитами. Граниты образуют тела малой мощности как послонные, так и секущие по отношению к полосчатости вмещающих мигматитов и гнейсов. Между послонными и секущими телами гранитов наблюдаются взаимопереходы. Состав породообразующих и аксессуарных минералов в послонных и секущих телах гранитов совершенно одинаков и существенно отличается от состава аналогичных минералов вмещающих мигматитов и гнейсов. Одновозрастность гранитов, слагающих секущие и послонные тела, не вызывает сомнения.

Можно было бы продлить перечень подобных соотношений между гранитами и вмещающими породами. Однако приведенных примеров достаточно, чтобы показать, что только по пересечению и различным условиям залегания гранитов близкого состава нельзя однозначно решить вопрос об их разновозрастности. Для этих целей необходимо привлекать и другие критерии.

Ксенолиты древних образований среди вмещающих пород

Эти образования при определении возрастных соотношений докембрийских кристаллических пород геологи Украины используют довольно широко. Остановимся на определении термина «ксенолит». Помимо ксенолитов, к реликтовым образованиям, наблюдаемым в докембрийских гранитах, относятся реститы (Менерт, 1963) и скиалиты (Goodspeed, 1948). В каждом из этих терминов заложен определенный генетический смысл. Скиалиты — это неперемещенные, ксенолиты — перемещенные реликтовые образования. Состав тех и других отвечает составу вмещающей породы или сходен с ним. Реститы же не отвечают по составу вмещающей или исходной породе; существенно отличаясь от нее, они обогащены темноцветными минералами. Следует отметить, что Н. И. Безбородько (1929) различал ксенолиты «автохтонные» и «аллохтонные», которые между собой отличаются по ориентировке и морфологии.

В западной части Украинского щита среди гранитов всех комплексов широко развиты реликтовые образования, которые по составу сходны с вмещающими породами. Об этом свидетельствует тот факт, что породы, наблюдаемые в виде ксенолитов или скиалитов, одинаковы по минеральному составу с породами, которые образуют мощные пачки или горизонты, залегающие конкордантно с общим простираем складчатых структур. Следует отметить, что между ксенолитами и скиалитами трудно провести четкое разграничение. Реликтовые образования, наблюдаемые среди бердичевских гранитов, чаще всего, видимо, представлены скиалитами — они залегают обычно конкордантно в складчатых структурах, иногда отчетливо подчеркивая морфологию складок.

Среди гранитов кировоградско-житомирского комплекса, широко распространенных в истоках р. Тетерева, реликтовые образования исходных пород встречаются относительно редко. Структурное положение их в телах гранитов, особенно если текстуры последних массивны, чаще всего трудно определить. Можно лишь предполагать, что эти реликтовые образования чаще всего являются перемещенными, так как, в отличие от скиалитов, наблюдаемых среди гранитов бердичевского комплекса, морфология их не линейно вытянутая, а близкая к изометричной.

В каждом конкретном случае трудно определить, являются ли реликтовые исходные породы перемещенными или залегают на месте. Поэтому мы предпочли во всех случаях называть эти образования ксенолитами, давно укрепившимся термином среди исследователей докембрия Украины.

В западной части Украинского щита среди гранитов определенного комплекса встречаются разнообразные ксенолиты гнейсов и кристаллических сланцев, но преобладает обычно какая-то одна разновидность. Так, среди бердичевских гранитов наблюдаются ксенолиты гранато-биотитовых, кордиерито-гранато-биотитовых, силлиманито-биотитовых, биотитовых, пироксеновых гнейсов, но преобладают первые.

Гранато-биотитовые и биотитовые граниты побужского комплекса включают как гранато-биотитовые, так и пироксеновые гнейсы, которые обнаружены почти в равных количествах.

Ксенолиты и пачки биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов приурочены главным образом к гранитам кировоградско-житомирского комплекса. Среди ксенолитов, наблюдаемых в житомирских гранитах, наиболее интенсивно изменены амфиболо-биотитовые гнейсы. В последних в значительном количестве появляются новообразования микроклина, замещающего плагиоклаз и амфибол, тогда как биотитовые гнейсы почти не изменены.

В порфиroidных гранитах ксенолиты вмещающих метаморфических пород почти не встречаются. Эту особенность порфиroidных гранитов отмечал также А. П. Лебедев (1947).

Характерно, что пегматиты кировоградско-житомирского комплекса в качестве ксенолитов включают только мелкозернистые граниты; порфиroidные граниты среди них, в виде реликтовых образований, не были встречены. Это может свидетельствовать о том, что крупные выделения микроклина, обусловившие порфиroidную структуру гранитов, более поздние или синхронны по времени пегматитам. Такое предположение подтверждается и тем, что в западной части Украинского щита порфиroidная фациальная разновидность гранитов чаще всего приурочена к экзоконтактовым частям массивов гранитов.

Реликтовые образования метабазитов и амфиболо-биотитовых гнейсов наблюдаются чаще всего среди мигматитов и гранодиоритов бассейна р. Роси.

В монцонитах и гранодиоритах верхнего течения р. Тетерева изредка встречаются ксенолиты пироксеновых, биотитовых гнейсов, габбро-норитов и гранато-пироксено-плагиоклазовых сланцев со скаполитом. Контакты кристаллических сланцев с вмещающими кварцевыми монцонитами относительно четкие, но если эти породы контактируют с аплитами, то между ними наблюдаются постепенные переходы. Вблизи контакта в аплитах отмечены крупные выделения моноклинного пироксена, а в кристаллических сланцах появляется микроклин.

Таким образом, на основании приведенных данных можно с уверенностью говорить о более древнем возрасте пород гнейсово-мигматитовой толщи по сравнению с гранитами всех комплексов. Однако при интерпретации этого критерия возникают затруднения, так как не всегда удается установить первичную природу пород, слагающих ксенолиты. В некоторых случаях трудно отличить, даже при самых тщательных иссле-

дованиях, реликтовые образования от шлировых выделений. Так, в сингенетических пегматитах и биотито-гранатовых мигматитах бердичевского комплекса встречаются ксенолиты мелкозернистых массивного сложения гранитоидов, по внешнему облику напоминающих житомирские граниты. В действительности это интенсивно переработанные в ходе гранитизации биотитовые гнейсы. Эти образования Н. И. Безбородько (1929) назвал «возвращенной породой». «Лишь общая геологическая обстановка в обнаружении ксенолитов решает вопрос о принадлежности серой однородной разновидности не к чистой гранитной магме, а к продуктам ассимиляции ксенолитов аплито-пегматоидной фацией» (Безбородько, 1929). Эти данные проливают свет на такие парадоксальные явления, как наличие ксенолитов «житомирских гранитов» среди биотито-гранатовых мигматитов и сингенетических пегматитов бердичевского комплекса.

Возникают также затруднения при выяснении соотношений между габбро-норитами и кварцевыми монцонитами, слагающими Букинский плутон. Габбро-нориты залегают среди кварцевых монцонитов в виде ксенолитоподобных образований, размеры которых измеряются несколькими метрами. Контакты их с вмещающими породами нечеткие. Они постепенно переходят в пироксеновые диориты, а последние сменяются кварцевыми монцонитами. Общий анализ геологической структуры плутона дает основание полагать, что габбро-нориты не синхронны кварцевым монцонитам, а являются более древними образованиями.

Приведенные примеры показывают, что такой критерий, как наличие реликтовых образований среди более молодых пород, при решении возрастных соотношений имеет важное значение, если ксенолиты тщательно и всесторонне изучены.

Различия морфологии складчатых структур, к которым приурочены тела гранитов

Морфологические особенности складчатых структур применимы с целью выяснения соотношений разновозрастных кристаллических пород для отдельных районов Украинского щита, где условия обнаженности позволяют установить необходимые структурные элементы.

Оригинальные работы А. А. Полканова (1948) и Н. П. Семененко (1949) показали, что структурно-геологические исследования могут оказать значительную помощь при выяснении соотношений между разновозрастными магматическими и метаморфическими породами.

В некоторых районах западной части Украинского щита обнаженность позволяет выяснить в достоверной степени геологическую структуру и определить положение тел гранитов по отношению к ней. Такие исследования выполнены нами при картировании докембрийских пород, развитых в истоках р. Тетерева в зоне контакта бердичевских и житомирских гранитов. В области развития бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов установлены линейные, открытые складки, оси которых простираются в северо-западном направлении. Бердичевские граниты приурочены к ядрам крупных антиклинальных структур.

В области распространения житомирских гранитов выявлены складки иной морфологии — они близки по форме к брахискладкам, протяженность их вдоль главной оси лишь в два-три раза больше поперечного сечения. Морфологическими особенностями складчатых структур легко объясняется тот факт, что житомирские граниты образуют тела, очертания которых близки к изометричным, тогда как бердичевские граниты прослеживаются в виде широких полос, выдержанных по простиранию на значительные расстояния. Более древние структуры северо-западного простирания осложнены флексуroidными изгибами, к которым приурочены небольшие по размерам тела житомирских гранитов.

Таким образом, наблюдаемые в данном районе два морфологических типа складчатых структур, к которым приурочены различные по генезису граниты, дают важную дополнительную информацию для возрастного расчленения гранитов.

Различия в характере акцессорной минерализации разновозрастных комплексов гранитов

Граниты бердичевского и побужского комплексов по ассоциации акцессорных минералов сходны между собой. В тех и других среди акцессорных минералов преобладает монацит, подчиненное значение имеют циркон и апатит. Однако акцессорный монацит из отмеченных разновидностей гранитов резко отличается по химизму, изотопному составу свинца и принадлежит к различным генерациям.

Для житомирских гранитов и гранодиоритов характерны апатит и сфен, реже в амфиболсодержащих мигматитах встречается ортит. В порфириовидных и аплитопегматоидных фациальных разновидностях гранитов кировоградско-житомирского комплекса изредка встречается монацит третьей генерации, заметно отличающийся от акцессорных монацитов бердичевских гранитов. Почти во всех генетических типах гранитоидов обнаружен акцессорный циркон. В некоторых разновидностях пегматитов и чарнокитах установлены две генерации цирконов.

Каждая из трех выявленных генераций монацита генетически связана с гранитами определенного комплекса — бердичевского, побужского и кировоградско-житомирского. Между собой эти генерации монацитов существенно отличаются по изотопному возрасту.

Следовательно, применительно к западной части Украинского щита для решения вопросов возрастных соотношений между отдельными генетическими типами кристаллических пород важны не только характер ассоциации акцессорных минералов, но и особенности состава одного и того же минерала, обнаруженного в разновозрастных комплексах гранитов.

Разумеется, в каждом конкретном случае необходимы детальные исследования по выяснению соотношений акцессорных и породообразующих минералов, так как акцессорные минералы могут быть реликтовыми, наложенными и синхронными по времени с образованием породы, в которой они находятся. Как показали наши исследования, акцессорный монацит в преобладающем большинстве случаев образуется одновременно или в завершающую стадию формирования гранитов. Акцессорный циркон иногда является реликтовым минералом.

Для определения изотопного возраста гранитоидов большое значение имеют и такие акцессорные минералы, как ортит, циркон, апатит и др.

Минералого-петрографические различия между разновозрастными кристаллическими породами

Сходными или различными по минеральному составу могут быть как разно-, так и разновозрастные кристаллические породы. Поэтому данный признак не универсален. Но применительно к западной части Украинского щита критерий петрографической аналогии для расчленения кристаллических пород и особенно гранитоидов имеет большое значение. Наиболее четко различия минералого-петрографического состава проявлены между главными типами гранитов — бердичевского, побужского и кировоградско-житомирского комплексов. Как и в случае акцессорной минерализации, эти граниты четко различаются не только по парагенетическим ассоциациям породообразующих минералов, но и по

соотношению главных компонентов в химическом составе одноименных минеральных видов.

Для бердичевских гранитов и сингенетических пегматитов характерны такие минералы, как гранат, кордиерит, силлиманит. Гранат в бердичевских гранитах является породообразующим минералом, тогда как в гранитах кировоградско-житомирского комплекса он встречается крайне редко. Во всех фациальных разновидностях гранитов кировоградско-житомирского комплекса всегда есть мусковит, в бердичевских гранитах он известен в контактовых зонах с массивами житомирских гранитов.

Полевые шпаты каждого комплекса гранитов характеризуются своими особенностями. Бердичевские граниты по сравнению с гранитами побужского и кировоградско-житомирского комплексов содержат более основной плагиоклаз. Калиевые полевые шпаты в гранитах и пегматитах бердичевского и побужского комплексов представлены преимущественно ортоклазом, в гранитах и пегматитах кировоградско-житомирского комплекса обнаружен только микроклин.

Гранаты из гранитов бердичевского, побужского и кировоградско-житомирского комплексов существенно отличаются между собой по содержанию пироповой и спессартиновой молекул.

Намечается обратная корреляционная связь между содержанием железа и титана в биотитах из отдельных типов гранитов. Самой высокой железистостью характеризуются слюды из гранитов кировоградско-житомирского комплекса, а наиболее значительное количество титана характерно для биотитов побужского комплекса.

По приведенным лишь некоторым характерным признакам породообразующих минералов гранит или пегматит, встреченный в западной части Украинского щита, можно с уверенностью отнести к определенному комплексу. Поэтому рассматриваемый критерий важен при выяснении соотношений между разновозрастными комплексами или сериями кристаллических пород.

Различие геологических разрезов гнейсово-мигматитовой толщи отдельных районов

На большой территории западной части Украинского щита почти не встречены перекрытые разрезы гнейсово-мигматитовой толщи; нет достоверных данных о ее мощности, характере фациального профиля. Степень метаморфизма и мигматизации гнейсово-мигматитовой толщи высокая и различная в отдельных районах распространения. Поэтому невозможно сопоставить стратиграфические разрезы отдельных участков этой толщи. В настоящее время имеются убедительные данные о том, что по преобладанию метаморфических пород в западной части Украинского щита отчетливо выделяется четыре района. В верхнем и среднем течениях р. Тетерева преобладают биотитовые гнейсы (верхняя серия), в междуречье Тетерев — Юж. Буг — гранато-биотитовые гнейсы с кордиеритом и силлиманитом (средняя серия), в истоках р. Роси — метабазиты и амфиболовые гнейсы (нижняя серия), в Верхнем и Среднем Побужье широко развиты пироксеновые гнейсы (нижняя серия). Надо отметить, что биотитовые и другие разновидности глиноземистых гнейсов устанавливаются во всех районах. Но в одних районах они имеют господствующее значение, в других — подчиненное. Известково-силикатные породы, перемежающиеся с глиноземистыми гнейсами, венчают разрез гнейсово-мигматитовой толщи, входя в состав так называемой кочеровской свиты (Шоцкий, 1967).

Ю. Ир. Половинкина (1960) отмечает несогласное залегание тетерево-бугской свиты, главной отличительной чертой которой является наличие в ее составе карбонатных пород осадочного происхождения.

В низах гнейсово-мигматитовой толщи западной и юго-западной частей Украинского щита, по данным наиболее полно изученного разреза докембрия Среднего Побужья (Древин, Виноградов), залегает свита существенно пироксеновых гнейсов. Ю. Ир. Половинкина (1960), Л. Г. Ткачук (1947) и другие исследователи отмечали, что разрез гнейсово-мигматитовой серии начинается побужской свитой, представленной преимущественно пироксеновыми гнейсами. На среднюю часть разреза описываемой толщи больше всего приходится глиноземистых гнейсов. Таков в общих чертах ориентировочный, качественный разрез гнейсово-мигматитовой толщи западной части Украинского щита. Эти данные могут предположительно свидетельствовать о формационных особенностях данной толщи. Низы ее представлены преимущественно диабазоспилитовой, средняя часть — терригенной и верхи — лагунной формациями.

Следует отметить, что вопрос о возрастных соотношениях между отдельными ее членами остается дискуссионным до тех пор, пока с помощью перекрытых разрезов не будет изучена стратиграфическая последовательность кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи. Поэтому сейчас самой насущной задачей является проведение профильного бурения с целью получения перекрытых разрезов данной толщи.

Изотопный возраст

Геологи, изучающие вещественный состав докембрийских образований, к изотопному возрасту относятся по-разному. Некоторые из них признают цифры, получаемые изотопными методами, другие игнорируют этот вид важной информации. Последние не используют в своих исследованиях цифры изотопного возраста, ссылаясь на то, что еще не выявлены закономерности миграции радиогенных изотопов и недостаточно совершенны методы определения изотопного возраста. Мы считаем, что ни чрезмерная вера в изотопный возраст без достаточного учета возможных причин нарушения изотопных отношений, ни игнорирование его не способствуют правильной геологической оценке изотопных данных и развитию радиологических исследований.

С нашей точки зрения, единственно правильный третий путь — аналитический, критический подход к каждой полученной цифре изотопного возраста с предварительным детальным минералого-петрографическим изучением, определением относительного времени выделения минерала, по которому определяется возраст, с учетом термодинамических особенностей его образования и экспериментальных данных по сохранности радиогенных изотопов в данном минеральном виде.

Если руководствоваться таким принципом, то в западной части Украинского щита для выяснения возрастных соотношений между отдельными комплексами кристаллических пород могут быть использованы не все цифровые значения возраста, а только реперные даты. Последние отвечают времени образования отдельных комплексов гранитов или этапам метаморфизма гнейсово-мигматитовой толщи. В частности, гнейсово-мигматитовая толща западной части Украинского щита метаморфизована в несколько этапов в интервале 2800—2100 млн. лет, граниты бердичевского и побужского комплексов образовались 2400—1900 млн. лет, а кирвоградско-житомирского — 2000—1700 млн. лет назад. Можно выделить и более узкие возрастные пределы этапов формирования гнейсово-мигматитовой толщи: для нижней серии — 2800—2500, средней — 2500—2100, верхней — 2100—1800 млн. лет назад.

Получить реперные изотопные даты сложно, так как типичная разновидность кристаллических пород того или иного комплекса должна быть охарактеризована цифровыми значениями, полученными по акцессорным и породообразующим минералам различными методами. Но

без подобных исследований в регионах сложного геологического строения, каким является западная часть Украинского щита, изотопный возраст трудно интерпретировать.

Вот главные критерии, которые мы использовали при выяснении соотношений между разновозрастными комплексами кристаллических пород западной части Украинского щита.

На некоторых признаках, таких как петрохимические различия, особенности состава редких земель в минералах и породах, мы не останавливались, поскольку они к возрастным соотношениям кристаллических пород прямого отношения не имеют, но могут быть использованы в качестве дополнительных данных при решении этого вопроса.

Из разнообразных критериев иногда не все удается применить в каждом конкретном случае. Но совершенно очевидно, что чем больше использовано объективных признаков, тем достоверней устанавливаются возрастные соотношения между отдельными комплексами кристаллических пород. В частности, при выяснении соотношений между гранитами рассматриваемых комплексов с успехом использованы все перечисленные критерии.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Среди исследователей Украинского щита нет единого мнения о стратиграфической последовательности отдельных свит и серий, входящих в состав гнейсово-мигматитовой толщи, развитой в бассейнах Тетерева, Случи, Юж. Буга и Роси. Окончательно также не решен и вопрос о месте, занимаемом гнейсово-мигматитовой толщей этого региона в стратиграфической схеме всего Украинского щита. По мнению Ю. Ир. Половинкиной (1960), гнейсы западной и юго-западной частей Украинского щита являются архейскими образованиями. Аналогичной точки зрения придерживаются И. С. Усенко, А. Н. Козловская и В. Н. Гладкий (1970).

По данным Н. П. Семененко (1964), М. Н. Доброхотова (1967), гнейсово-мигматитовая толща междуречья Юж. Буг — Тетерев принадлежит нижнему протерозою. Причем если в низах протерозоя, по Семененко, лежат гнейсовые серии Юж. Буга и Тетерева, то в стратиграфической схеме Доброхотова нижний протерозой начинается криворожской серией, а гнейсовая толща западной части Украинского щита является ее стратиграфическим эквивалентом.

Л. Г. Ткачук (1954) в северо-западной части Украинского щита выделяет две эпохи осадконакопления — подольскую и волынскую и соответственно два этапа вулканизма — бугско-подольский и житомирско-кировоградский. Осадконакопление и вулканизм, по его данным, происходили в архее. Два этапа вулканизма и две эпохи осадконакопления в архее отмечал Н. И. Безбородько (1935). В. И. Луцицкий (1947) относит гнейсовую толщу западной части Украинского щита к тетерево-бугскому комплексу, который в его стратиграфической схеме занимает промежуточное положение между днепровским и криворожским комплексами.

В стратиграфической схеме Ю. Ю. Юрка в разрезе, расположенном стратиграфически ниже криворожской серии, выделено два эффузивно-осадочных комплекса. Древний из них представлен пироксеновыми, гранато-биотитовыми гнейсами, более молодой — кварцито-карбонатно-гранитовыми породами Юж. Буга и Приазовья.

В унифицированной стратиграфической схеме, принятой УМСК в 1967 г., гнейсы Юж. Буга и Днестра помещены между конкско-верховецкой и криворожской сериями. В стратиграфической схеме 1970 г. метаморфические породы этого района отнесены к нерасчлененным образованиям архей — нижний протерозой.

Таким образом, представления отмеченных исследователей о стратиграфическом положении гнейсово-мигматитовой толщи западной части Украинского щита сводятся в основном к двум точкам зрения. Большинство из них все гнейсы западной части Украинского щита относят к докриворожским образованиям, и лишь некоторые исследователи (Доброхотов, 1967) значительную часть гнейсовой толщи данного региона в стратиграфическом отношении сопоставляют с криворожской серией.

Группа сотрудников сектора металлогении ИГФМ (Белевцев, Стрыгин, Каляев, 1962) защищают третью точку зрения относительно стратиграфического расчленения гнейсово-мигматитовой толщи западной и юго-западной частей Украинского щита. Они выделяют так называемую брусиллов-одесскую зону, метаморфические породы которой, по их данным, являются стратотипом криворожской серии. А гнейсы, расположенные западнее и восточнее этой зоны, относят к докриворожским образованиям.

Не вдаваясь в детальный анализ каждой из описанных точек зрения, отметим, что в западной части Украинского щита действительно можно условно выделить стратиграфические аналоги криворожской серии. Но гнейсы преобладающего большинства районов, в том числе и значительная часть метаморфических пород, расположенных в пределах брусиллов-одесской зоны, являются докриворожскими образованиями.

Корреляция отдельных свит гнейсово-мигматитовой толщи западной части Украинского щита в значительной степени затруднена в связи с отсутствием единой номенклатуры стратиграфических единиц. Одни исследователи (Половинкина) объединяют все гнейсы западной и центральной частей Украинского щита (площадь, расположенная западнее криворожско-кремнучугской зоны) в единую серию, выделяя в ней отдельные свиты. Другие (Семененко, 1964) в этом регионе выделяют четыре серии. В настоящее время в западной и юго-западной частях Украинского щита насчитывается 18 географических названий свит и серий. Перечислим главнейшие из них: тетерево-бугская (Лучицкий), побужская, днестрово-бугская, тикичская (Половинкина), хошеватозавальевская, росинская, подольская, бугская, тетерево-житомирская (Семененко), великомечетнинская, синицовская, завальевская, гарноватская (Древин, Виноградов), кочеровская, городская (Шоцкий), станишовская (Логвин), тетереvская, кошар-александровская (Козловская, 1970).

Новые названия свит и серий появляются в тех районах, где проводятся детальные исследования. Если исследователи будут идти и дальше по такому пути, то количество новых названий стратиграфических единиц настолько увеличится, что стратиграфические сопоставления даже сопредельных районов вызовут большие трудности.

Казалось бы, создание корреляционной схемы и сокращение числа стратиграфических подразделений, исключение повторных названий отдельных свит — вот выход из создавшегося положения. Но для выполнения этой задачи необходимы перекрытые разрезы серий и входящих в них свит, а в настоящее время таких данных нет. Совершенно четко лишь установлено, что в отдельных районах западной части Украинского щита преобладают те или иные разновидности метаморфических пород, наблюдаемые в виде реликтовых образований среди гранитов и мигматитов.

Если руководствоваться критериями, рассмотренными в предыдущем разделе, то все свиты метаморфических пород западной части Украинского щита могут быть сгруппированы в три крупные геохронологические подразделения (табл. 127), которые целесообразно называть сериями, так как они распространены на обособленных территориях, существенно отличаются между собой по составу кристаллических пород, формирование каждой из них происходило в течение длительного

Геохронологическая схема докембрия западной части Украинского щита

Группа	Подгруппа	Стратиграфическое подразделение					Возраст, млн. лет		
		Гнейсовые серии	Преобладающие в составе серии породы	Свиты, входящие в данную серию*	Комплексы гранитов		метаморфизма	магматизма и гранитизации	
					Комплексы	Главные разновидности пород		Граниты	
								автохтонные	аллохтонные
Протерозойская	Верхнепротерозойская		Диабазы						1700—1200
	Нижне-+среднепротерозойская	Верхняя (тетеревская)	Биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы, известково-силикатные породы, кальцитовый и доломитовый мрамор	Кочеровская, тетерево-житомирская (гнилопятская, городская, станишовская)	Кировоградско-житомирский	Мусковито-биотитовые, равномернозернистые (житомирские) порфири-видные (коростышевские и аплито-пегматоидные граниты	2100—1700		1900—1700
		Средняя (подольская)	Гранато-биотитовые, корднерито-биотитовые, силлиманито-биотитовые гнейсы, кислые гранулиты	Подольская	Бердичевский, побужский	Биотито-гранатовые (бердичевские), биотитовые аплито-пегматоидные и гранато-биотитовые граниты, сингенетические и эпигенетические пегматиты	2500—2100	2300—2100	
Архейская	Архейская	Нижняя	Метабазиты, габбро-амфиболиты, биотито-амфиболовые, амфиболовые, пироксеновые и биотито-плагноклазовые гнейсы	Росинская, побужская, днестрово-бугская	Мигматиты и розовые граниты р. Роси	Биотитовые порфири-бластические мигматиты, розовые граниты	2700—2500		2100—1900

* В скобках даны свиты, которым исследователи дают различное название.

интервала времени (более 300 млн. лет). Чтобы не вводить новых названий, полагаем, что следует их называть: нижняя, средняя (подольская) и верхняя (тетеревская) серии. Считаем возможным сохранить за свитами географические названия.

Остановимся на особенностях геохронологического расчленения докембрия западной части Украинского щита.

1. Выделенные в геохронологической схеме три серии отличаются между собой по ассоциации пород. В росинской свите, входящей в состав нижней серии, преобладают амфиболовые гнейсы и амфиболиты. В Побужье стратиграфическим эквивалентом росинской свиты являются породы днестрово-бугской и побужской свит, в составе которых преимущественно развиты пироксеновые гнейсы. Есть основания полагать, что в этих двух районах исходными были одни и те же породы диабазоспилитовой формации, но метаморфизм их происходил в различных фациях — гранулитовой и амфиболитовой. Отличительной особенностью средней серии является преобладание в ее составе глиноземистых гнейсов. Иной состав кристаллических пород характерен для верхней серии, представленной двумя свитами — тетерево-житомирской (станишовской) и кочеровской. Среди пород этих свит преобладают биотитовые гнейсы. Породы кочеровской свиты выполняют синклиналиную структуру и, судя по условиям залегания, венчают разрез верхней серии. Следует остановиться на так называемой тетерево-бугской серии, впервые выделенной В. И. Лучицким. Отличительные черты этой серии, по его данным, заключаются в том, что в составе ее значительную роль играют карбонатно-силикатные и глиноземистые гнейсы. Наряду с биотитовыми обнаружены амфиболовые и пироксеновые гнейсы, но они имеют подчиненное значение. Близким составом характеризуются тетерево-житомирская (городская, станишовская) и кочеровская свиты. Последние отвечают верхней части разреза тетерево-бугской серии. В. И. Лучицкий (1947) допускал расчленение тетерево-бугской серии на две разновозрастные стратиграфические единицы.

2. Имеются сведения о том, что верхняя серия несогласно залегает на подстилающей гнейсово-мигматитовой толще. Ю. Ир. Половинкина (1960) отмечает, что «тетерево-бугская свита залегает на различных более ранних свитах гнейсовой серии, а слои ее часто имеют различное от последних простираение». По данным И. И. Шоцкого (1967), породы волластонито-карбонатно-диопсидового состава кочеровской свиты несогласно перекрывают подстилающие гнейсы. Не исключено, что в основании верхней серии залегают конгломераты. В последние годы конгломераты среди гнейсово-мигматитовой толщи установлены многими исследователями (Стрыгин, 1967). Хотя надо отметить, что обломочное происхождение этих пород признают не все исследователи. Галечный материал конгломератов представлен преимущественно метабазами. Это может свидетельствовать о том, что область сноса при формировании верхней серии были кристаллические породы нижней серии, в составе которой широко распространены метабазиты.

3. Отдельным сериям метаморфических пород присущи свои комплексы гранитов. Граниты и мигматиты бердичевского комплекса пространственно и генетически тесно связаны с породами средней серии, а граниты кировоградско-житомирского комплекса — с породами верхней серии.

Близкое генетическое родство пород средней серии и гранитов бердичевского комплекса подтверждается многочисленными фактами и особенно одинаковым составом породообразующих и аксессуарных минералов.

Бердичевские граниты со своеобразным минеральным составом характерны только для междуречья Тетерев — Юж. Буг — Случь; в других районах Украинского щита они не встречаются.

Более древний возраст гранитов бердичевского комплекса, по сравнению с гранитами кировоградско-житомирского комплекса, убедительно доказывается геологическими и радиологическими данными.

4. По радиологическим данным точно фиксируется время образования комплексов гранитов и этапов метаморфизма гнейсовых серий.

В западной части Украинского щита нет надежного материала, по которому можно было бы установить время седиментации парагнейсов, встречающихся в каждой из описываемых серий. Отсутствие этой важной информации не позволяет точно установить длительность перерывов во времени между седиментацией, метаморфизмом и гранитизацией. Но о нижней возрастной границе седиментации конкретной серии можно ориентировочно судить на основании датирования этапов метаморфизма и гранитизации подстилающей серии.

Следует подчеркнуть, что при хорошо установленных геологических соотношениях между отдельными стратиграфическими подразделениями надежное датирование одного или двух геологических событий может быть достоверным для разработки геохронологической схемы. И наоборот, большое число дат, отвечающих различным геологическим процессам, в районах с неясными геологическими соотношениями между кристаллическими породами создает впечатление малой надежности и неопределенности методов для целей геохронологии.

В западной части Украинского щита надежно определено время метаморфизма и гранитизации нижней серии. Эти процессы происходили 2700—2500 млн. лет назад. Следовательно, за нижнюю возрастную границу начала седиментации пород средней серии можно принять дату 2500 млн. лет. Гранитизация пород этой серии связана с образованием автохтонных гранитов и происходила 2300—2100 млн. лет назад. Датам, отвечающим верхней возрастной границе проявления гранитизации пород верхней серии, соответствуют данные об изотопном возрасте гранитов кировоградско-житомирского комплекса — 1900—1700 млн. лет.

Таким образом, седиментация, метаморфизм и гранитизация пород верхней серии происходила 2100—1700 млн. лет назад. Начиная с 1700 млн. лет севернее изученного региона происходит формирование Коростенского плутона, породы которого по геологическим соотношениям являются более молодыми, чем породы верхней серии и граниты кировоградско-житомирского комплекса.

В западной части Украинского щита интервал времени 1700—1200 млн. лет знаменуется разломами, к которым приурочены дайки диабазов. В истории развития докембрия западной части Украинского щита в период 2700—1700 млн. лет процессы седиментации, эффузивной деятельности, метаморфизма и гранитизации повторялись многократно. За этот период сформированы три гнейсовые серии и три комплекса гранитондов (табл. 127).

КОРРЕЛЯЦИЯ ГНЕЙСОВЫХ СЕРИЙ И КОМПЛЕКСОВ ГРАНИТОВ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Стратиграфическая последовательность метаморфических пород центральной части Украинского щита — от криворожско-кремнучугской зоны на западе до орехово-павлоградской полосы на востоке — наиболее детально изучена. По всем стратиграфическим подразделениям, ведущее место среди которых принадлежит криворожской серии, имеются полные разрезы, выяснены геологические соотношения между метаморфическими породами и гранитоидами днепровского и кировоградско-житомирского комплексов. Поэтому проведение корреляции даже между самыми крупными стратиграфическими единицами — сериями и комплексами западной и центральной частей Украинского щита — важно для понимания истории развития докембрия УЩ в целом.

Несмотря на относительно полное изучение докембрия района Большого Кривого Рога, среди исследователей нет единого мнения о стратиграфических соотношениях собственно криворожской серии с железисто-кремнистыми формациями, расположенными восточнее Кривого Рога. Этот вопрос довольно полно изложен в работах Н. П. Семененко (1959, 1965), И. С. Усенко (1964), Г. И. Каляева (1965), М. Н. Доброхотова (1967) и др. Отметим, что согласно унифицированным стратиграфическим схемам, принятым УМСК в 1967—1970 гг., архей в центральной части Украинского щита представлен конкско-верховцевской, а протерозой — криворожской сериями.

Стратиграфические соотношения между комплексами гранитов западной и центральной частей Украинского щита не могут быть успешно выяснены без предварительного рассмотрения вопроса об объеме кировоградско-житомирского комплекса гранитов. Наиболее полные данные о том, какие массивы гранитов Украинского щита входят в кировоградско-житомирский комплекс, находим в работе Л. Г. Ткачука (1947). К этому комплексу он отнес кировоградские, мухаревские, корнинские, богуславские, житомирские, курчицкие, уманские и днепровские граниты. Ю. Ир. Половинкина (1954) расширила объем кировоградско-житомирского комплекса, включив в него плагиограниты Среднего Приднепровья, гранодиориты и плагиограниты других районов Украинского щита, бердичевские и другие гранитоиды. Практически в этот комплекс, называемый Ю. Ир. Половинкиной кировоградским, включено большинство серых гранитов, гранодиоритов и плагиогранитов Украинского щита, за исключением розовых аплитовидных гранитов днепровского и токовского типов, выделенных Н. П. Семененко (1948) в отдельный комплекс под названием днепровско-токовского. В последних работах Н. П. Семененко (1965) не выделяет в докембрии Украинского щита этот комплекс.

О стратиграфическом положении гранитов кировоградско-житомирского комплекса в докембрии Украинского щита среди исследователей также нет единого мнения. По этому вопросу существует две точки зрения. Одни исследователи считают, что граниты кировоградско-житомирского комплекса расположены стратиграфически ниже криворожской серии. Другие допускают, что они синхронны складчатости криворожской серии.

Фактический материал, полученный в последние годы по изучению гранитоидов Украинского щита, дает полное основание пересмотреть объем кировоградско-житомирского комплекса. Как показали исследования А. И. Тугаринова, Л. В. Комлева (1960, 1963), М. Н. Ивантишина, В. И. Орсы (1965), плагиограниты Среднего Приднепровья, в частности саксаганские плагиограниты, являются образованиями более древними, чем криворожская серия. Песчаники нижней свиты криворожской серии в качестве кластогенных аксессуарных минералов содержат циркон и монацит, который по химическому составу, изотопии и возрасту совершенно одинаковый с цирконом и монацитом, содержащимися в саксаганских плагиогранитах (Щербак и др., 1969). Иными словами, саксаганские плагиограниты служили областью сноса во время формирования нижней терригенной свиты криворожской серии. Эти данные подтвердили давно установленный И. С. Усенко (1947) факт, свидетельствующий о более древнем геологическом возрасте плагиогранитов по сравнению не только с нижней свитой криворожской серии, но и с метабазами, лежащими стратиграфически ниже кварцито-песчаников.

Нами выполнено сравнительное изучение гранитов и мигматитов двух крупных регионов — Вольно-Подолья и Среднего Приднепровья (Щербак, Орса, 1966). Сравнение производилось по таким важнейшим критериям, как геологическое положение основных типов гранитов, особенности минерального состава, ассоциации аксессуарных минералов и

отличительные черты состава одинаковых минеральных видов, изотопный возраст. Эти исследования позволяют выделить в каждом из отмеченных районов свои комплексы гранитов. Процессы гранитизации и магматизма в Среднем Приднестровье датируются 2600—2800 млн. лет, в западной части Украинского щита — 1700—2300 млн. лет. Ранняя эпоха гранитизации в западной части Украинского щита локально развита. Архейские мигматиты в этом регионе встречаются как реликтовые образования среди гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Анализ фактического материала позволяет выделить в Среднем Приднестровье днепровский комплекс гранитов и мигматитов архейского возраста, пересмотреть объем кировоградско-житомирского комплекса гранитов, исключить из его состава мигматиты и плагнограниты Среднего Приднестровья. Собственно этот комплекс гранитов следует рассматривать в таком объеме, в каком он был выделен Л. Г. Ткачуком (1947), за исключением днепровских неравномернозернистых и аплитопегматоидных гранитов.

Из всех существующих стратиграфических схем, с нашей точки зрения, наиболее полно фактическим материалом обоснована схема, утвержденная УМСК в 1970 г. Однако и эта стратиграфическая схема не лишена недостатков: кристаллические породы раннего докембрия западной части Украинского щита отнесены к нерасчлененным образованиям архей — нижний протерозой. Эту схему мы приняли за основу для стратиграфических сопоставлений метаморфических серий и комплексов гранитов западной и центральной частей Украинского щита (табл. 128).

Таблица 128

Корреляционная геохронологическая схема западной и центральной частей Украинского щита

Группа	Подгруппа	Изотопный возраст, млн. лет	Серии метаморфических пород		Комплексы гранитов	
			Западная часть щита	Центральная часть щита	Западная часть щита	Центральная часть щита
Протерозойская	Средне- + нижне- протерозойская	2000 ± ±100	Верхняя (тетеревская)	Криворожская	Кировоградско-житомирский	Кировоградско-житомирский
			Средняя (подольская)		Побужский, бердичевский	
Архейская	Архейская	2600 ± ±100	Нижняя	Конкско-верховцевская	Мигматиты р. Роси	Днепровский

Нижняя и конкско-верховцевская серии являются стратиграфическими эквивалентами. В этих сериях широко проявлены породы диабазоспидитовой формации. Но в конкско-верховцевской серии наряду с этим широко распространены и породы кератофиросланцевой формации (Каляев, 1964). Существенно отличаются породы этих двух серий по степени метаморфизма. Если породы нижней серии метаморфизованы в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболовой фаций, то породы конкско-верховцевской серии относятся в преобладающем большинстве к зеленосланцевой или низкотемпературной амфиболовой фации.

Породы средней (подольской) серии характеризуются специфическими чертами. В ее составе преобладают глиноземистые гнейсы, являю-

щиеся продуктом метаморфизма глинистых осадков. Об этом свидетельствует наличие в составе гнейсов альмандина, кордиерита, силлиманита, а также характерные геохимические особенности редких элементов в ходе минеральных преобразований пород от осадков до гнейсов и мигматитов. Специфический литологический состав пород средней серии обусловлен тесной генетической связью биотито-гранатовых мигматитов и бердичевских гранитов с вмещающими породами.

И наконец, верхняя серия легко коррелируется с верхней свитой криворожской серии. Это доказывается набором пород, среди которых преобладают доломиты и известняки, геологическими соотношениями с подстилающими толщами, изотопным возрастом.

В заключение отметим, что приведенные стратиграфические сопоставления не новы; однако подобные исследования с учетом петрологических и радиологических критериев еще никем не выполнялись. В дальнейшем предстоит сделать еще многое, но главное состоит в том, чтобы получить перекрытые разрезы гнейсово-мигматитовой толщи западной части Украинского щита. Тогда в сочетании с уже имеющимся фактическим материалом можно будет уточнить предлагаемую корреляционную геохронологическую схему западной и центральной частей Украинского щита.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОВ

Имеющийся фактический материал позволяет подойти к решению проблемы гранитообразования с двух позиций — физико-химической и геохимической.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОВ

Равновесные сосуществующие минералы с одинаковыми изоморфными компонентами используются в качестве геотермометров. О равновесном состоянии сосуществующих породообразующих минералов свидетельствует закономерное изменение парагенезисов гранатосодержащих гранитов в зависимости от химических потенциалов калия и натрия.

Для каждого из трех комплексов гранитов характерны свои разновидности с типичными парагенезисами минералов: для бердичевского комплекса — биотито-гранатовые, для побужского — биотитовые, гранато-биотитовые, для кировоградско-житомирского — двуслюдяные граниты житомирского типа. Эти разновидности гранитов существенно отличаются между собой количественными соотношениями породообразующих минералов и особенностями состава одноименных минералов. Характерно, что в составе каждой из них преобладают четырех- и пяти-минеральные ассоциации. В биотито-гранатовых гранитах суммарное содержание плагиоклаза, кварца, биотита и граната составляет 90%, а ортоклаза, кордиерита, силлиманита, роговой обманки и аксессуарных минералов — около 10%. В биотитовых гранитах четыре породообразующих минерала — калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз и биотит составляют 99%. В житомирских гранитах суммарное содержание микрোকлина, плагиоклаза, кварца и слюды еще более высокое — 99,3%.

Наиболее существенные различия в количественных соотношениях породообразующих минералов между биотито-гранатовыми и биотитовыми гранитами обусловлены главным образом неодинаковым режимом щелочей при образовании гранитов. Поэтому для выяснения зависимости минеральных ассоциаций гранитов от химических потенциалов калия и натрия построена диаграмма (рис. 51). Обоснование и способ построения диаграммы изложены Д. С. Коржинским (1957). Для построения диаграммы принята пятиминеральная ассоциация — ортоклаз, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и гранат, охватывающая парагенезисы как гранато-биотитовых, так и биотитовых гранитов.

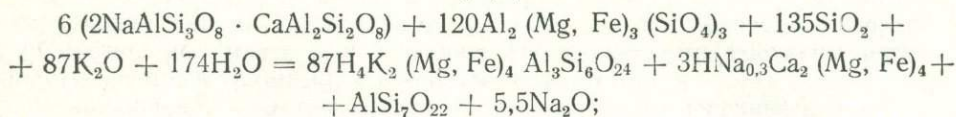
К виртуальным инертным компонентам отнесены Al_2O_3 , CaO (MgO , FeO), к виртуальным подвижным — K_2O , Na_2O , к избыточным — SiO_2 .

Для построения пучка моновариантных линий диаграммы взяты средние химические составы граната, биотита и роговой обманки, выделенных из биотито-гранатовых гранитов и мигматитов. Для удобства расчета дробные коэффициенты округлены. В результате приняты такие

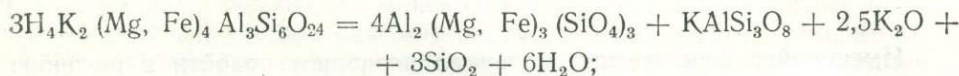
формулы минералов: $\text{Al}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{SiO}_4)_3$; $\text{H}_4\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}$; $\text{HNa}_{0,3}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{AlSi}_7\text{O}_{21}$; $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$; KAlSi_3O_8 .

Не приводя полного расчета реакции рассматриваемой системы, отметим лишь, что вычислены пять уравнений моновариантных реакций, возможных между пятью минералами.

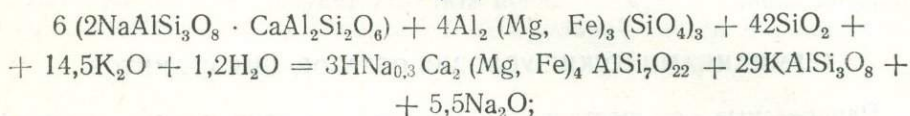
(Орт)



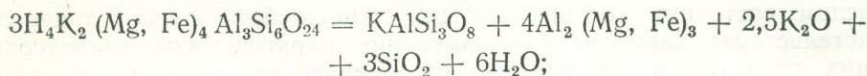
(Пл)



(Би)



(Пор)



(Гр)

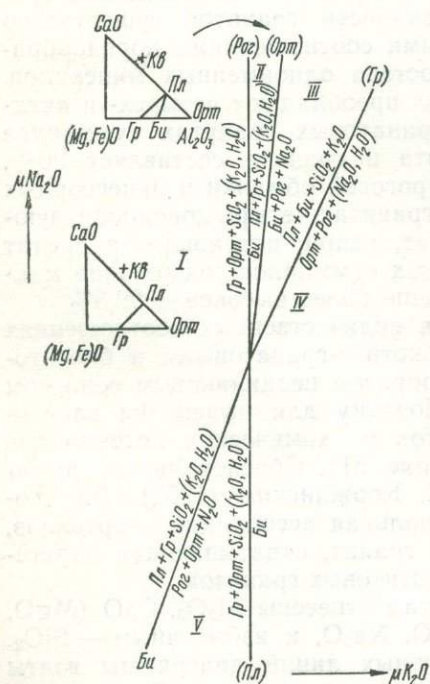
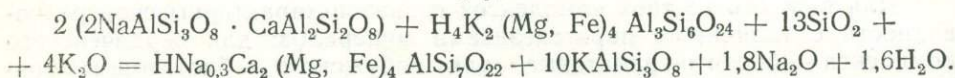


Рис. 51. Парагенезисы гранатосодержащих гранитов в зависимости от потенциалов калия и натрия.

Как видно из диаграммы (рис. 51), ассоциация минералов II поля соответствует биотитовым и гранато-биотитовым гранитам побужского комплекса. Парагенезис минералов I поля отвечает бердичевским гранитам.

Что же касается ассоциации минералов с роговой обманкой, характерных для III, IV и V полей, то они среди гранитоидов бердичевского комплекса практически не встречаются. Исключение составляют мигматиты существенно плагиоклазового состава, содержащие в качестве темноцветных минералов роговую обманку. Ассоциация роговая обманка — калиевый полевой шпат устойчива в таких породах, как монзониты, наблюдаемые в зонах контактов массивов житомирских гранитов с породами основного состава, представленными чаще всего амфиболлизированными габбро. Количественно-минеральный состав монзонитов исключительно непостоянен. В них наряду с роговой обманкой обнаружены гиперстен, моноклинный пироксен и биотит. По ассоциации минералов

подобно той, которая наблюдается в монцонитах, граносиенитах и житомирских гранитах, Д. С. Коржинским (1957) построена диаграмма парагенезисов гранитоидных пород в зависимости от химических потенциалов калия и натрия. Если нанести на эту диаграмму количественно-минеральный состав указанных пород, то монцониты попадают в поле с такими парагенезисами: кварц — микроклин — биотит — пироксен, кварц — микроклин — плагиоклаз — пироксен, микроклин — плагиоклаз — биотит — пироксен, плагиоклаз — биотит — роговая обманка — пироксен.

Житомирские граниты с ассоциацией биотит — кварц — плагиоклаз — микроклин отвечают гранитоидам нормальной щелочности. Таким образом, полное совпадение ассоциаций минералов, установленных петрографическими исследованиями и путем построения диаграмм парагенезисов гранитоидных пород в зависимости от химических потенциалов калия и натрия, дает основание считать, что породообразующие минералы главных типов гранитов являются равновесными. Это позволяет использовать пары сосуществующих минералов в качестве геотермометров.

Сосуществующие гранат и биотит характерны для главных разновидностей гранитов бердичевского комплекса. Кроме того, они встречаются во многих разновидностях гнейсов. Теоретическое обоснование использования этой пары минералов в качестве геотермометров дано Л. Л. Перчуком (1967). Он установил, что с повышением температуры и давления все более магнезиальный гранат сосуществует с менее магнезиальным биотитом, с понижением температуры наблюдается обратная картина. Л. Л. Перчуком на основании распределения магния между сосуществующими парами минералов построены графики изотерм. На эти графики нанесены значения коэффициентов магнезиальности, рассчитанные по данным химических анализов. Коэффициенты магнезиальности сосуществующих гранатов и биотитов из отдельных разновидностей кристаллических пород западной части Украинского щита из-

Таблица 129

Коэффициенты магнезиальности и температуры образования
сосуществующих минералов

Номер образца	Порода	(Гр)	(Би)	(Кор)	T, °C	
		Mg	Mg	Mg		
		Mg+Fe+Mn	Mg+Fe+Mn	Mg+Fe+Mn		
2100	Гранато-биотитовый гнейс	21,8	62,8	Нет	580	
2099а	Биотито-гранатовый гнейс	27,2	61,0	»	630	
110/59	Биотито-гранатовый гранит	14,3	47,2	»	590	
539	»	12,9	44,3	»	600	
2096	»	18,7	49,5	63,5	600 (Би) 640 (Кор)	
189б	Гранато-биотитовый гранит	29,6	59,1	Нет	700	
6/60	»	18,8	50,9	»	640	
15/60	»	22,9	56,9	»	660	
5/60	Пегматит	25,9	57,4	»	650	
16/60	Гранато-биотитовый гранит	28,2	59,4	»	680	

меняются в значительных пределах. Соответственно существенно отличаются и температуры образования этих минералов — от 580 до 700° C (табл. 129). Самые низкие значения температуры получены для сосуществующих пар минералов из гнейсов.

По приведенным в табл. 129 данным устанавливаются такие температуры образования кристаллических пород: гранато-биотитовые гней-

сы — 580—630° С, бердичевские граниты — 600—650° С, гранато-биотитовые граниты — 640—700° С.

Примечательно, что температуры, полученные по двум сосуществующим парам минералов (гранат — биотит, гранат — кордиерит) бердичевских гранитоидов, совпадают.

Близкие значения температуры получены для отмеченных гранитов и по такому геотермометру, как содержание скандия в биотитах (Ингерсон, 1967). Количество скандия в слюдах гранитов изменяется в пределах 7,5—40 г/т (табл. 130). Максимальное содержание его установлено в биотите гранитов кировоградско-житомирского комплекса, мини-

Таблица 130

Содержание скандия в биотитах гранитов

Номер образца	Содержание скандия в биотите, г/т	Температура по диаграмме Э. Ингерсона	Номер образца	Содержание скандия в биотите, г/т	Температура по диаграмме Э. Ингерсона
Бердичевский комплекс			Кировоградско-житомирский комплекс		
101/59	30	560	102/59	40	550
109/59	40	550	46/61	30	560
110/59	30	560	101/62	25	580
103/59	31	560	104/62	20	600
40/61	40	550	107/62	23	590
602	15	640	110/62	30	560
15/60	12	660	102/62	24	580
47/61	10	680	62	25	580
			401	35	555
Среднее	26	590	472	22	590
			512 ^a	25	580
Побужский комплекс			951	25	580
5/60	8	735	951 ^a	25	580
6/60	16	640			
7/60	16	640	Среднее	27	576
9/60	10	680			
10/60	8	735			
11/60	8	735			
105/59	7,5	750			
48/61	10	680			
50/61	12	675			
3035	9	700			
Среднее	10	697			

мальное — в биотитах гранитов побужского комплекса. Соответственно различные и температуры образования слюд из гранитов отдельных комплексов. Самыми высокотемпературными являются слюды из гранитов побужского комплекса; среднее значение температуры

их образования — около 700° С (при колебании 640—735°). Относительно низкие температуры получены для эпигенетических пегматитов этого комплекса. Сингенетические пегматиты — более высокотемпературные образования, чем вмещающие бердичевские граниты и биотитогранатовые мигматиты.

Характерно, что температуры, полученные по биотито-гранатовому градиенту и количественному содержанию скандия (диаграмма Э. Ингерсона), для одних и тех же пород полностью совпадают (табл. 129, 130—обр. 15/60, 6/60). Это дает основание считать правильными полученные данные по измерению палеотемператур изученных гранитов.

Еще больше нас убеждают в правильности оценки температур образования гранитов и пегматитов данные, полученные по сосуществую-

Состав и температура образования полевых шпатов

Номер образца	Порода	Калиевый полевой шпат, %						Аб в плагиоклазе, %		Т, °С
		К ₂ O	Na ₂ O	CaO	Орт	Аб	Ан	по химическому анализу	по светопроделению	
Граниты и пегматиты бердичевского и побужского комплексов										
112/59	Гранато-биотитовый пегматоидный гранит	1,28	2,54	0,56	75	22	3	Не опр.	85	540
112а/59	То же	13,6	2,32	0,49	75,4	19,5	5,1	» »	84-86	550
523 ^а	Биотитовый гранит	13,2	2,54	0,49	73,5	21,6	4,9	» »	75	570
545	»	12,34	1,92	0,70	75	17,5	7,5	» »	72	570
620	Пегматит»	12,30	2,90	0,49	70,5	25,0	4,5	» »	84	630
8734/6	»	12,60	2,26	0,56	74,5	19,3	6,2	» »	87-89	550
8734/10	»	11,20	2,54	0,77	66,5	25,1	8,4	» »	89-91	640
2160	»	12,40	2,72	0,28	73	24,2	2,8	» »	86-88	590
Пегматиты кировоградско-житомирского комплекса										
520	Пегматит	13,72	2,00	0,35	79,5	17,5	3,0	» »	85-86	510
2181/14	»	13,00	2,08	0,28	83,0	19,2	2,8	» »	88-90	520
Гранодиориты, кварцевые монциты										
636	Гранодиорит	13,40	2,00	0,49	77,5	17,5	5,0	Не опр.	720	
2152/5	Кварцевый монцит	14,30	1,66	0,35	82	14,5	3,5	Не опр.	65	640
2153/5	Гранодиорит	13,70	1,90	0,28	80,5	17,2	2,3	» »	68	580
Гнейсы и мигматиты										
539	Гнейс	13,66	1,54	0,42	82,5	13,5	4,0	70	Не опр.	520
920 ^а	Мигматит	15,32	0,90	0,35	88,5	8,2	3,3	Не опр.	63	500

щим щелочным полевым шпатам и плагиоклазам (Барт, 1962). Химические анализы калиевых полевых шпатов из гранитов и пегматитов пересчитаны на составные компоненты — ортоклаз, альбит, анортит (табл. 131). Температура образования сосуществующих полевых шпатов обусловлена двумя факторами — количественным содержанием альбита в калиевом полевым шпате и основностью сосуществующего с ним плагиоклаза. Количество альбита в калиевом полевым шпате (см. табл. 131) значительное: 8—25%. Максимальное содержание его характерно для калиевых полевых шпатов пегматитов, генетически связанных с аплитопегматоидными гранитами побужского комплекса, минимальное — для калишпатов гнейсов и мигматитов. Основность же плагиоклаза наиболее низкая в пегматитах; самая значительная — в гнейсах и мигматитах. Недостаточно точны измерения температур по методу Т. Барта для гранитных пород, калиевый полевой шпат которых содержит мало альбита, а сосуществующий плагиоклаз отличается относительно высокой основностью. Это обусловлено тем, что на диаграмме равновесия щелочного полевого шпата и плагиоклаза кривые основности плагиоклаза, соответствующие области калишпатов с низким содержанием альбита (0—15%), отстоят одна от другой на очень близких расстояниях, и ошибка в оценке количественного содержания альбита на 4—5% может повлечь за собой соответственно неправильное измерение температуры почти на 100°С.

Калиевые полевые шпаты изученных гранитов содержат много альбита; потому ошибки в измерении температур несущественны.

Колебания температур по двуполюшпатовым геотермометрам (см. табл. 131) примерно такие же, как по содержанию скандия в слюдах и сосуществующих гранату и биотиту. Самыми низкотемпературными являются биотитовые гнейсы и мигматиты. Сходные значения температур получены для пегматитов, генетически связанных с гранитами кировоградско-житомирского комплекса. По сосуществующим полевым

шпатам, как и по гранато-биотитовому геотермометру, относительно высокотемпературными образованиями являются сингенетические пегматиты.

По двуполевошпатовому геотермометру измерены температуры образования гранодиоритов и кварцевых монцититов Букинского плутона (табл. 131 — обр. 636, 2152/5, 2153/5). К сожалению, другими методами температуры этих пород не определены; по данным двуполевошпатового геотермометра они являются самыми высокотемпературными породами.

Если о температуре образования гранитных пород располагаем сравнительно достаточной информацией, то о давлении можно говорить

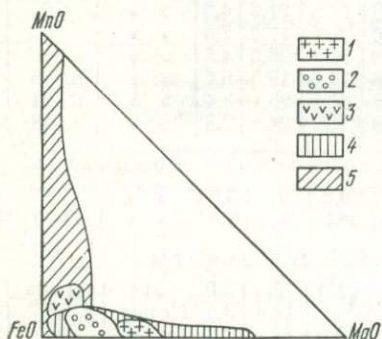


Рис. 52. Диаграмма составов гранатов:

1 — гранаты гранитов побужского комплекса; 2 — гранаты бердичевских гранитов; 3 — гранаты житомирских гранитов; 4 — гранаты глубинных гранитов; 5 — гранаты гранитов умеренных и малых глубин.

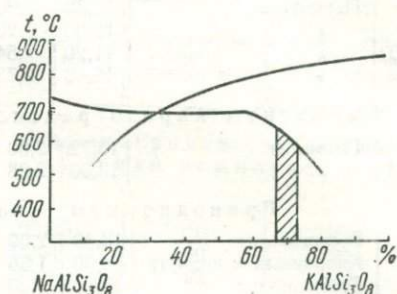


Рис. 53. Диаграмма системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ при давлении H_2O 5000 бар (Гюдер и др., 1963).

менее определено. Чаще всего о последнем судят на основании изучения особенностей химического состава равновесных минералов и путем экстраполяции экспериментальных данных по силикатным системам на естественные ассоциации минералов, наблюдаемых в изученных гранитах.

Относительные величины давления для одинаковых парагенезисов минералов из отдельных комплексов гранитов определяются по особенностям состава минералов.

Таблица 132
Среднее значение железистости сосуществующих биотитов и гранатов из главных типов гранитов

Разновидность гранитов	$\frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO}}$	
	Биотит	Гранат
Граниты побужского комплекса	43,0	70,9
Граниты бердичевского комплекса	50,5	80,0
Житомирские граниты	58,2	88,4

более значительных глубин по сравнению с гранитами кировоградско-житомирского комплекса. Об этом свидетельствуют и другие особенности состава породообразующих минералов. В частности, химические составы сосуществующих биотитов и гранатов закономерно изменяются от гранитов побужского комплекса к гранитам кировоградско-житомирского комплекса. Среднее значение железистости биотитов изменяется в пределах 43—58%, а гранатов 70,9—88,4% (табл. 132).

В этом отношении показателен гранат. На диаграмме составов гранатов из гранитоидов различной глубинности (Маракушев, 1964) фигуративные точки граната главных типов гранитов западной части Украинского щита сгруппированы и образуют обособленные поля (рис. 52). Причем граниты побужского и бердичевского комплексов попадают в поле

Каждый из отмеченных типов гранитов характеризуется устойчивым четырехминеральным парагенезисом с различными значениями железистости сосуществующих биотитов и гранатов. В частности, парагенезисы и составы минералов биотитовых гранитов (Гр₇₀, Би₄₃) побужского комплекса на диаграмме давления (*P*) — химический потенциал воды ($\mu\text{H}_2\text{O}$), построенной А. А. Маракушевым (1964), отвечают более высоким давлениям по сравнению с гранитами, ассоциация и состав минералов которых близки к житомирским (Гр₈₇, Би₆₄).

Таким образом, приведенные данные о составе граната и биотита показывают, что граниты побужского и бердичевского комплексов формировались в условиях более высоких давлений, чем граниты кировоградско-житомирского комплекса.

Конкретные числовые выражения давления, при котором формировались отдельные типы гранитов, могут быть получены сопоставлением состава минералов и температур их образования с экспериментальными данными. Для этих целей нами использованы приведенные химические составы калиевых полевых шпатов (см. табл. 131) и диаграмма тройной системы полевых шпатов — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O при давлении воды 5000 бар (Йодер и др., 1963).

Если полученные для гранитов температуры образования принять за исходные данные и нанести их на диаграмму (рис. 53), то лишь для

Таблица 133

Состав калиевых полевых шпатов

Наблюдаемый в гранитах	Теоретически возможный при давлении 5000 бар
Побужский комплекс ($T=650-720^\circ\text{C}$) Аб ₂₅₋₂₇ Орт ₇₃₋₇₅	Аб ₃₂₋₅₀ Орт ₅₀₋₆₈
Бердичевский комплекс ($T=600-650^\circ\text{C}$) Аб ₂₅₋₃₃ Орт ₆₆₋₇₄	Аб ₂₆₋₃₄ Орт ₆₆₋₇₄
Кировоградско-житомирский комплекс ($T=500-630^\circ\text{C}$) Аб ₁₂₋₂₀ Орт ₈₀₋₈₈	Аб ₂₀₋₂₆ Орт ₇₄₋₈₀

бердичевских гранитов (табл. 133) намечается полное соответствие между составами калиевых полевых шпатов, рассчитанными по данным химических анализов и полученными экспериментальным путем при описанных термодинамических условиях (табл. 134).

Таблица 134

Сравнение составов калиевых полевых шпатов с составом одноименных минералов, образованных при давлении 5000 бар (по диаграмме Йодера, 1963)

Разновидность гранитов	Температура образования (по различным геотермометрам)	Состав калиевого полевого шпата	
		наблюдаемый в гранитах	возможный при давлении 5000 бар
Аллохтонные граниты, побужский комплекс	650—720	Аб ₂₅₋₂₇ Орт ₇₃₋₇₅	Аб ₃₂₋₅₀ Орт ₅₀₋₆₈
Автохтонные граниты, бердичевский комплекс	600—650	Аб _{25,5-33,5} Орт _{66,5-74,5}	Аб ₂₆₋₃₄ Орт ₆₆₋₇₄
Граниты кировоградско-житомирского комплекса	550—630	Аб ₁₂₋₂₀ Орт ₈₀₋₈₈	Аб ₂₀₋₂₆ Орт ₇₄₋₈₀

Бердичевские граниты образовались при давлении около 5 кбар (табл. 134). Это соответствует примерно глубинам порядка 20 км.

Используя автохтонные граниты как отправной «репер» в отношении величины давления, на основании отмеченных особенностей состава минералов можно считать, что аллохтонные граниты побужского комплекса образовались при давлении выше 5 *кбар*, а граниты кировоградско-житомирского комплекса — ниже 5 *кбар*.

С помощью геологических термометров фиксируется «низшая» температура, при которой существовало равновесие между минералами (Барт, 1962). Можно полагать, что эти температуры отвечают котектическому минимуму, положение которого в системе Аб — Орт — Кв зависит от давления и содержания воды (Tuttle, Bowen, 1960). Сколько-нибудь убедительными данными о содержании воды в момент формирования гранитоидов мы не располагаем. Известно, что вода и летучие чаще всего мигрируют из среды гранитообразования, и в гранитах и пегматитах фиксируется вода лишь частично. Поэтому реально можно учесть лишь влияние давления на температуру образования отдельных типов гранитов. Если принять, что давление в 1 *бар* повышает температуру солидуса на 0,014°С, т. е. 14°С на 1000 *бар* (Yoder, 1957), то давления, при которых формировались граниты побужского комплекса, на 3 *кбар* выше, а гранитов кировоградско-житомирского комплекса на 1,5 *кбар* ниже по сравнению с гранитами бердичевского комплекса, т. е. величины давлений, при которых формировались граниты отдельных комплексов, изменялись от 4 до 8 *кбар*.

Таким образом, приведенные данные по парагенетическим ассоциациям гранитов и термодинамическим условиям их образования позволяют сделать следующие выводы:

1. Породообразующие минералы главных типов гранитов являются равновесными минералами, что подтверждается полным соответствием парагенезисов минералов, установленных петрографическими исследованиями и путем построения диаграмм в зависимости от потенциалов калия и натрия.

2. Палеотемпературы, рассчитанные различными методами — по сосуществующим парам минералов, двуполевошпатовому геотермометру, а также по содержанию скандия, относительно близко совпадают между собой. Это дает основание наметить три температурных интервала формирования главнейших разновидностей кристаллических пород:

550—630°С — гнейсы и граниты кировоградско-житомирского комплекса;

600—650°С — граниты бердичевского комплекса;

650—720°С — граниты побужского комплекса, кварцевые монциты, гранодиориты Букинского плутона.

3. Формирование гранитов отдельных комплексов происходило при давлениях 4—8 *кбар*. Самыми глубинными являются граниты побужского комплекса, а условия формирования гранитов кировоградско-житомирского комплекса отвечают более низким давлениям.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Физико-химическая направленность процессов образования гранитов может быть восстановлена по признакам, основанным на особенностях состава кристаллических пород и породообразующих минералов. Главнейшими из них являются такие, как состав силикатной части гранитов и пегматитов, изменение щелочности гранитов в ходе эволюции процессов гранитообразования, закономерная зависимость в химическом составе гранитов и гнейсов, пространственно связанных между собой.

О геохимической специализации процессов гранитообразования можно судить на основании особенностей распределения редких земель,

изотопного состава свинца и кислорода в гранитах, гнейсах и их порообразующих минералах.

1. Экспериментальные исследования (Винклер, Платен, 1968; Tuttle, Bowen, 1960) и выявленные закономерности по изучению химизма природных гранитов (Полканов и др., 1963) показали, что данные соотношения отдельных компонентов салической части исключительно важны для целей воссоздания физико-химических условий формирования этих пород. Поэтому химические анализы всех разновидностей гранитоидов, средние составы которых приведены выше, пересчитаны на нормативные составы. Всего использовано 400 химических анализов, рассчитаны

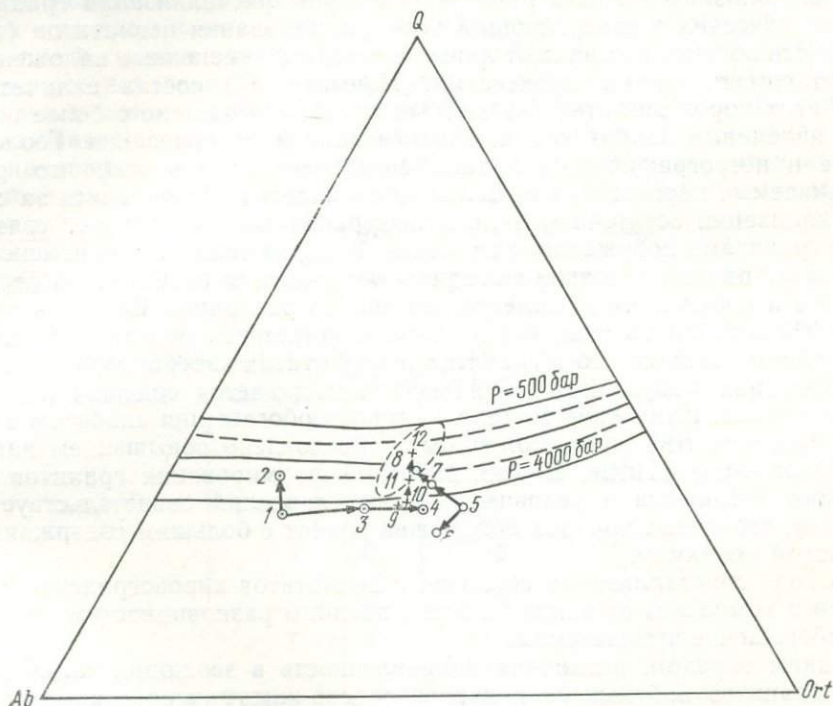


Рис. 54. Положение фигуративных точек, отвечающих средним составам отдельных разновидностей гранитов и пегматитов (400 химических анализов):

бердичевский комплекс: 1 — мигматиты, 2 — плагнограниты, 3 — бердичевские граниты, 4 — сингенетические пегматиты; побужский комплекс: 5 — биотитовые аплитопегматоидные граниты, 6 — пегматиты метасоматически измененные, 7 — гранатобиотитовые граниты, 8 — эпигенетические пегматиты (жильные); кировоградско-житомирский комплекс: 9 — равномернозернистые граниты, 10 — порфиоровидные граниты, 11 — аплитопегматоидные граниты, 12 — пегматиты.

средние значения альбита, ортоклаза и двуокиси кремния. Эти данные нанесены на диаграмму (рис. 54), на которой также показано положение котектических линий для системы альбит — ортоклаз — кварц при различных давлениях паров воды, по данным Таттла и Боуэна; пунктиром показан температурный минимум плавления — кристаллизации системы, отвечающий условию «стандартного гранита». По мнению А. А. Полканова и др. (1963), «область эвтектических составов природных гранитов является более обширной, чем область, полученная по экспериментальным данным». Кроме того, изменение щелочности расплава вследствие различной концентрации подвижных компонентов и летучих может коренным образом изменить эвтектические соотношения главных компонентов расплава (Коржинский, 1966, 1967).

Проследим характер изменения фазового состава салической части гранитов каждого комплекса. Первые четыре фигуративные точки (см.

рис. 54) отвечают средним составам отдельных разновидностей гранитоидов бердичевского комплекса. От мигматитов (точка 1) к сингенетическим пегматитам (точка 4) закономерно увеличивается содержание ортоклаза. Нормативный состав калиево-салической части этих пород внеэвтектический. Фигуративные точки на тройной диаграмме ложатся ниже котектических линий кварц — полевой шпат. Лишь фигуративная точка плагиогранитов легла в поле котектических линий, ближе к стороне кварц — альбит. Цепочка фигуративных точек — 5—6—7—8 показывает изменение состава гранитов побужского комплекса. Отчетливо видна направленность в последовательном изменении составов от котектических или близких к ним в начальные стадии кристаллизации гранитов до эвтектических в завершающий этап формирования пегматитов (точка 8). Исключение составляют лишь пегматиты, измененные наложенными метасоматическими процессами. Нормативный состав калиево-салической части этих пород внеэвтектический (точка б), что связано с более поздними явлениями альбитизации, биотитизации и окварцевания. Геологические и петрографические данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые породы, как и жильные пегматиты, образовались за счет кристаллизации остаточных силикатных расплавов, генетически связанных с гранитами побужского комплекса. В целом тенденция в изменении состава от ранних к поздним стадиям образования гранитоидов бердичевского и побужского комплексов несколько различная. Если конечные члены гранитоидного ряда бердичевского комплекса обогащены калиевым полевым шпатом, то в гранитах и пегматитах завершающей стадии формирования побужского комплекса увеличивается содержание альбита и кварца. Изменение состава в сторону обогащения альбитом в области тройного минимума может быть обусловлено повышением давления паров воды (Tuttle, Bowen, 1960). О формировании гранитов побужского комплекса в условиях высоких давлений свидетельствует и тот факт, что в этих породах обнаружен гранат с большим содержанием пироповой молекулы.

В ходе кристаллизации гранитов и пегматитов кировоградско-житомирского комплекса от ранних к более поздним разновидностям намечается обогащение кремнеземом.

Таким образом, различная направленность в эволюции калиево-салической части гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов дает основание полагать, что граниты этих комплексов не могут принадлежать единому естественному ряду. Исходный состав питающих очагов, давших два самостоятельных ряда гранитов, был неодинаков.

Что же касается гранитоидов бердичевского комплекса, то лишь плагиограниты и сингенетические пегматиты, образующие маломощные конкордантные тела, видимо, кристаллизовались из расплава. Нормативные же составы собственно бердичевских гранитов и биотито-гранатовых мигматитов далеки от «стандартного гранита», они представляют собой продукты «незавершенной» гранитизации метаморфизованных первично-осадочных пород. Близкое расположение на диаграмме альбит — ортоклаз — кварц фигуративных точек конечных членов бердичевского комплекса (точка 4) и гранитов начальной стадии формирования побужского комплекса (точка 5) может свидетельствовать о генетическом родстве гранитоидов этих двух комплексов. Иными словами, сингенетические пегматиты бердичевского комплекса и биотитовые аплитопегматоидные граниты побужского комплекса, вероятно, образовались в результате селективного плавления одних и тех же или близких по составу исходных пород. Биотитовые аплитопегматоидные граниты кристаллизовались из расплава с более повышенной концентрацией калия.

2. Вопросы кислотности — щелочности гранитоидов рассматривали многие исследователи (Коржинский, 1955, 1960; Щербина, 1963; Маркушев, 1965, и др.) с различных позиций — петрохимических, геохими-

ческих и минералогических. По характерным петрохимическим параметрам граниты и их породообразующие минералы отдельных комплексов западной части Украинского щита существенно отличаются между собой. Рассмотрим особенности состава биотита как минералогического критерия щелочности гранитоидов. Как установил А. А. Маракушев (1965), с повышением щелочности гранитоидов глиноземистость биотитов уменьшается, их состав меняется в направлении истонит + сидерофиллит → флогопит + аннит, т. е. изменение состава биотита связано с изоморфизмом $Al_2O_3 \rightarrow (Mg, Fe)O + SiO_2$. Зная особенности состава биотита, можно решить обратную задачу — выяснить характер изменения исходного расплава от начальных к конечным членам гранитоидов в каждом комплексе. Возрастная последовательность образования отдельных разновидностей гранитов и пегматитов внутри комплексов четко устанавливается непосредственно геологическими наблюдениями. Конечные стадии формирования всех комплексов гранитов завершаются образованием пегматитов. Проследим, как изменяется состав биотита от начальных к конечным стадиям формирования гранитов каждого комплекса. Лучше всего это сделать, сравнивая зависимые величины $\frac{Na+K}{Al} \cdot 100\%$, $\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$, $\frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si} \cdot 100\%$, $\frac{K}{Na}$, полученные путем пересчета химических анализов биотитов. В табл. 135

Таблица 135

Изменение состава биотитов ранних и поздних стадий формирования гранитов отдельных комплексов

Порода	Стадия	$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	$\frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si} \cdot 100\%$	$\frac{Na+K}{Al} \cdot 100\%$	$\frac{K}{Na}$	Примечание
Побужский комплекс						
Биотитовый аплито-пегматоидный гранит Жильный пегматит	Ранняя	40,65	22,27	63,41	9,70	Среднее значение по комплексу
	Поздняя	37,24	23,83	60,79	12,37	
		41,73	22,97	61,13	11,83	
Бердичевский комплекс						
Бердичевский гранит Сингенетический пегматит	Ранняя	52,32	26,02	55,72	12,38	То же
	Поздняя	50,1	22,00	66,25	52,00	
		50,87	25,11	57,24	23,81	
Кировоградско-житомирский комплекс						
Житомирский гранит Пегматит	Ранняя	52,5	20,8	63,51	46,00	» »
	Поздняя	71,2	25,00	49,17	28,06	
		57,92	23,83	58,11	28,80	

приведены значения отмеченных характеристик биотитов ранних и поздних разновидностей гранитов каждого комплекса. Здесь же указаны средние для каждого комплекса гранитов значения глиноземистости, железистости и щелочности. Прежде всего обращает внимание тот факт, что максимальные средние величины отношений $\frac{Na+K}{Al}$ характерны для биотитов из гранитов побужского комплекса, минимальные —

для бердичевского комплекса. В отношении глиноземистости биотитов устанавливается обратная картина. Максимальные ее средние значения установлены для биотитов из гранитоидов бердичевского комплекса (25,11%), минимальные (22,27%) — для биотитов из гранитов побужского комплекса. Таким образом, судя по особенностям средних составов биотитов, самой высокой щелочностью обладали расплавы, из которых образовались граниты и пегматиты побужского комплекса, что согласуется с петрохимическими данными.

Характер изменения глиноземистости биотитов от ранних к поздним стадиям образования гранитов и пегматитов для отдельных комплексов различен. Величины глиноземистости и другие характеристики биотитов аплито-пегматоидных гранитов и жильных пегматитов очень мало отличаются от средних значений этих величин (см. табл. 134) для биотитов из гранитов комплекса в целом. Отсутствие четкой дифференциации в составе биотитов ранних и поздних разновидностей пород побужского комплекса, видимо, обусловлено тем, что на ход эволюции расплава оказывали влияние два главных фактора: а) повышение роли летучих в завершающие стадии формирования жильных пегматитов, б) увеличение щелочности. Содержание фтора в биотите жильных пегматитов побужского комплекса составляет 0,75—1,70% (при среднем значении для комплекса 0,52%). Слюды из гранитоидов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов содержат еще меньше фтора (0,28—0,31%). Увеличение содержания фтора в биотитах из пегматитов побужского комплекса может быть показателем «подкисления» остаточных расплавов. В то же время низкие значения глиноземистости биотитов (22,2%) из пегматитов свидетельствуют об относительно высокой щелочности исходных расплавов. Очевидно, завершающий этап такой кристаллизации знаменовался реакциями нейтрализации, с которыми связано выделение редкоземельных минералов. Кристаллизация редкоземельных минералов происходит в среде, близкой к нейтральной (рН 7,8—6,3). Это объясняет повышение концентрации акцессорного монацита, генетически связанного с пегматитами и пегматоидными гранитами побужского комплекса.

В бердичевском комплексе гранитоидов отчетливо намечается снижение глиноземистости (26—22%) и железистости (52—50%) биотитов в породах конечных стадий формирования, что обусловлено постепенным увеличением щелочности к завершающим стадиям образования сингенетических пегматитов. В последних содержание акцессорного монацита несколько больше, чем в бердичевских гранитах, но не настолько высокое, как в пегматитах побужского комплекса. Эти различия, видимо, обусловлены тем, что при одинаковом увеличении щелочности от гранитов к пегматитам в побужском и бердичевском комплексах сингенетические пегматиты бедны летучими компонентами. Поэтому образование их не сопровождалось реакциями нейтрализации, способствующими осаждению редких земель.

Эволюция магматизма в ходе формирования гранитов кировоградско-житомирского комплекса принципиально иная, чем для гранитов побужского и бердичевского комплексов. Состав биотита изменяется от житомирских гранитов (ранняя стадия) к аплито-пегматоидным гранитам и пегматитам (поздняя стадия) в сторону повышения железистости и обогащения истонит-сидерофиллитовым компонентом, что свидетельствует о снижении щелочности. Такой ход эволюции процессов гранитообразования не благоприятствует концентрации редкоземельных элементов в виде самостоятельных минералов, — даже при том условии, когда в исходных расплавах редкие земли находились в количествах выше кларковых, о чем свидетельствует повышенное содержание редких земель в валовых пробах гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

3. В западной части Украинского щита устанавливается четкая приуроченность главнейших типов гранитов к определенным разновидностям метаморфических пород. Проследим характер изменения химического состава пород от гнейсов к гранитам, тесно связанным между собой пространственно и генетически. К таким ассоциациям пород относятся: гранато-биотитовый гнейс средней серии — бердичевский гранит, биотитовый гнейс верхней серии — житомирский гранит, лейкократовый гнейс средней серии — гранато-биотитовый гранит побужского комплекса.

Из данных табл. 136 видно, что средние составы гранато-биотитовых, лейкократовых гнейсов средней серии и биотитовых гнейсов верхней серии существенно отличаются между собой по главным породообразующим компонентам. Подобные различия отчетливо намечаются между биотито-гранатовыми, двуслюдяными и гранато-биотитовыми гранитами. Иными словами, по химическому составу граниты и вмещающие гнейсы являются более сходными образованиями, чем отмеченные разновидности гранитов отдельных комплексов. Однако каждая сосуществующая пара рассматриваемых пород имеет свои особенности изменения состава от гнейсов к гранитам.

В гранато-биотитовых гнейсах средней серии и бердичевских гранитах глинозем и кремнезем встречены в равных количествах; содержание FeO и CaO в гнейсах больше, а щелочей меньше, чем в гранитах. Суммарное содержание щелочей увеличивается от гнейсов к гранитам. Установлено исключительное сходство в химическом составе бердичевских гранитов, кинцитов Финляндии и среднего состава кристаллических пород континентальных щитов (Полдерварт, 1957).

От биотитовых гнейсов верхней серии к житомирским гранитам заметно увеличивается содержание кремнезема и щелочей, но различия в содержании K_2O данной группы пород менее существенны, чем в гранато-биотитовых гнейсах и бердичевских гранитах.

Количества почти всех породообразующих элементов лейкократовых гнейсов средней серии и гранато-биотитовых гранитов побужского комплекса очень сходны. Некоторые различия между этими породами имеются лишь в содержании SiO_2 и Na_2O . Надо отметить, что лейкократовые гнейсы по химическому составу аналогичны лептитам и геллефлинтам (Полдерварт, 1957).

Сходство химического состава трех рассматриваемых ассоциаций пород, в сочетании с геохимическими данными, не исключает возможности образования гранитов в результате частичного расплавления гнейсов. Для этих процессов применим термин «анатексис» или «палингенез» (Соболев, 1970). Палингенные процессы сопровождалась привнесением Na_2O . Первоисточником Na_2O могли служить лейкократовые гнейсы (содержание Na_2O в них 3,5—4,0%), образовавшиеся за счет метаморфизма лептитов или геллефлинтов. Надо отметить, что эти породы в разрезе средней серии ограничено развиты. Поэтому не исключена возможность поступления Na_2O из глубинных источников. Что же касается источника K_2O , то для образования гранитов кировоградско-житомирского и побужского комплексов его достаточно было в биотитовых гнейсах верхней и лейкократовых гнейсах средней серий.

4. Редкоземельные элементы являются чувствительными индикаторами магматических и постмагматических процессов. А. И. Тугаринов и Э. Е. Вайнштейн (1960) отмечают три главных фактора, влияющих на разделение редких земель в ходе эндогенного минералообразования, — кристаллохимический, «кинетический» и геохимический. Кристаллохимический фактор имеет большое значение в распределении редких земель между минералами.

В разделении редких земель в ходе процессов гранитообразования от ранних к поздним стадиям ведущее место принадлежит геохимиче-

Средние химические соста

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Гнейсы средней серии и гра						
Гранато-биотитовые гнейсы	66,60	0,34	12,17	0,30	5,56	0,03
	69,13	0,45	17,36	1,32	6,11	0,11
Биотито-гранатовые мигматиты	65,68	0,51	15,99	2,11	3,79	0,04
	±5,46	±0,33	±2,27	±1,99	±2,82	±0,06
Бердичевские граниты	—66,62	0,47	15,82	1,54	3,90	0,05
	±2,45	±0,24	±1,31	±1,37	±1,66	±0,04
Средний состав кинцигитов						
	66,40	0,60	15,90	2,30	4,60	0,10
Средний состав кристаллических пород кон-						
	66,20	0,60	15,90	1,90	3,10	0,10
Гнейсы верхней серии и граниты киро-						
Биотитовые гнейсы	59,32	0,39	14,70	1,35	2,15	0,02
	68,57	1,54	15,88	1,95	6,15	0,04
Житомирские граниты	70,17	0,30	15,03	0,96	1,84	0,05
	±2,96	±0,20	±1,41	±0,82	±0,93	±0,05
Гнейсы средней серии и грани-						
Лейкократовые гнейсы (гранулиты)	73,4	0,15	14,93	—	0,59	
	74,52	0,16	15,12		1,25	0,01
Гранато-биотитовые граниты	69,40	0,42	14,66	0,93	2,29	0,03
	±2,30	±0,19	1,11	0,55	0,96	0,03
Средний состав лептитов и геллефлин-						
	73,80	0,20	13,13	1,40	1,60	0,10

скому фактору. По мере нарастания щелочности к поздним стадиям образования гранитов увеличивается содержание редких земель. Прямую зависимость между накоплением щелочей и редких земель в остаточных расплавах отмечает А. И. Тугаринов (1960). Единой направленностью, выраженной в увеличении щелочности к завершающим стадиям формирования гранитов бердичевского и побужского комплексов, обусловлена концентрация редких земель в пегматитах. Существенно цериевый состав редких земель вызван преобладанием калия над натрием в исходном расплаве (Синькова, 1968).

Иная направленность в изменении состава редких земель от ранних к поздним разновидностям характерна гранитам кировоградско-житомирского комплекса. В составе редких земель пегматитов, по сравнению с житомирскими гранитами, увеличивается содержание элементов иттриевой группы при уменьшении их валового количества. Такая тенденция обусловлена понижением щелочности остаточных расплавов, генетически связанных с гранитами кировоградско-житомирского комплекса, что доказывается особенностями состава пороодообразующих минералов.

Содержание и состав редких земель в гранато-биотитовых гнейсах средней серии и бердичевских гранитах совершенно идентичны (табл. 137). Это — несомненное доказательство генетического родства данных пород. Различия в составе вмещающих гнейсов и гранитов побужского

вы гнейсов и гранитов, %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Примечание
ниты бердичевского комплекса					
2,26	3,64	1,11	0,43	0,06	Предельные содержания породообразующих компонентов (15 анализов)
2,78	5,04	3,12	0,97	0,17	
2,18	2,93	3,34	2,31	0,09	Средние содержания (29 анализов)
±1,16	±1,34	±0,98	±1,26	±0,08	Средние содержания (43 анализа)
1,94	2,20	3,32	3,14	0,11	
±0,69	±0,63	±0,70	±1,20	±0,10	
Финляндии (Полдерварт, 1957)					
2,90	1,40	2,50	3,20	0,10	
тинентального щита (Полдерварт, 1957)					
1,70	3,80	3,40	3,30	0,10	
воградско-житомирского комплекса					
2,52	1,82	0,99	2,55	0,17	Предельные содержания породообразующих компонентов (11 анализов)
4,30	3,99	3,74	3,96	0,26	
0,77	1,73	3,36	4,61	0,15	Средние содержания (88 анализов)
±0,48	±0,79	±0,52	±0,85	±0,15	
ты побужского комплекса					
0,50	1,35	3,52	3,50	0,04	Предельные содержания породообразующих компонентов (4 анализа)
0,61	1,57	4,00	4,00	0,13	
1,14	1,69	3,30	4,48	0,22	Средние содержания породообразующих компонентов (14 анализов)
0,54	0,59	0,68	0,71	0,22	
тов (112 анализов, Полдерварт, 1957)					
1,00	1,60	3,20	3,70	0,10	

и кировоградско-житомирского комплексов весьма значительны. Граниты этих комплексов несомненно находились в состоянии расплава. Поэтому изменение состава редких земель от исходных гнейсов к гранитам и пегматитам проявлено более отчетливо.

5. Полевые шпаты аплитов-пегматоидных гранитов побужского комплекса содержат уран и торий в кларковых количествах, а радиогенного свинца содержится в них 72,0—84,0%. Причина этого явления может заключаться в том, что во время кристаллизации полевых шпатов аплитов-пегматоидных гранитов радиогенный свинец был контаминирован из вмещающих пород, представленных бердичевскими гранитами, которые обогащены акцессорными радиоактивными минералами. Унаследованность и перетложение древнего свинца из глубоких структурных этажей отмечают А. П. Виноградов (1960), А. И. Тугаринов (1958).

Размещение точек изотопных соотношений $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$, $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ акцессорных минералов из крупных массивов бердичевских гранитов и сингенетических тел пегматитов и пегматоидных гранитов на двух самостоятельных прямых (см. гл. IX), видимо, обусловлено аномальным составом примесного свинца. Это явление, в свою очередь, может быть вызвано увеличением содержания Pb^{206} в составе примесного свинца акцессорных минералов пегматитов и пегматоидных гранитов. Такое предполо-

Содержание и состав TR в валовых пробах

Порода	Валовая проба			Плагноклаз		
	TR, %	ΣCe	ΣY	TR, %	ΣCe	ΣY
Гранато-биотитовый гнейс	0,021	77,3	22,7	0,11	86,6	13,4
Бердичевский гранит	0,019	77,7	22,3	0,007	78,1	21,9
Сингенетический пегматит	0,040	98,5	1,5	He	определялось	
Биотитовый гнейс	0,020	78,1	21,9	0,01	81,7	18,3
Житомирский гранит	0,054	87,1	12,9	He	определялось	
Пегматит	0,019	82,8	17,2	»	»	»
Лейкократовый гнейс	0,019	86,2	13,8	»	»	»
Аплито-пегматоидный гранит побужского комплекса	0,036	95,3	4,7	»	»	»
Пегматит	0,668	98,7	1,3	0,02	90,6	9,4
Метабазит	0,01	74,2	25,8		He	опре
Гранодиорит	0,022	89,0	11,0		»	»
Плагногранит	0,014	91,6	8,4		»	»

жение увязывается с геологическими и физико-химическими условиями формирования малых тел гранита, генетически связанных с бердичевским комплексом гранитоидов. Сингенетические тела пегматоидных гранитов и пегматитов представляют собой продукт селективного плавления вмещающих пород. Образование их происходило в условиях высоких давлений. В камеры или очаги расплавов, находящихся под давлением не менее 5 кбар, мигрировали летучие и радон, который образовался за счет радиоактивного распада элементов вмещающих пород. Длительность формирования таких тел была значительной, возможно, несколько десятков и даже сотен миллионов лет, о чем свидетельствуют геохронологические данные по гранитоидам бердичевского комплекса. Растворимость газообразных веществ в жидкостях, находящихся под давлением, согласно закону Генри (Киреев, 1970), повышенная.

Таким образом, большая длительность формирования расплавов, высокие давления и значительная радиоактивность вмещающих пород — те условия, которые могли обеспечить обогащение примесного свинца Pb^{206} . Такова одна из возможных моделей объяснения аномального состава свинца.

6. По изотопному составу кислорода в минералах кристаллических пород западной части Украинского щита имеются пока весьма ограниченные данные. Выполнено лишь восемь анализов изотопного состава кислорода в ильменитах и магнетитах, выделенных из гранитов, пегматитов, мигматитов и гнейсов. Но эти данные весьма ценны в решении генетических вопросов. Близкие значения δO^{18} (табл. 138) получены для магнетитов из гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов. Величина δO^{18} для ильменита и магнетита из гранитов этих комплексов равна 0,5—1,4‰ и является близкой к среднему значению δO^{18} для изверженных пород (Донцова, 1966).

Магнетит и ильменит из мигматитов нижней и средней серий характеризуются самыми высокими значениями δO^{18} (см. табл. 138). Содержание тяжелого изотопа кислорода в ильмените и магнетите значительно выше среднего значения δO^{18} для этих минералов изверженных пород. По Е. Н. Донцовой (1966), среднее значение δO^{18} для магнетита изверженных пород составляет 1,4‰, а для изученных образцов — 2,6—7,2‰. Такие высокие содержания δO^{18} установлены (Garlick, Epstein, 1967) в магнетитах и ильменитах метаморфических пород. Д. Гарлик и С. Эпштейн (1967) приводят изотопные отношения для всех

кристаллических пород и их минералах

Калишпат			Биотит			Гранат			Апатит		
TR, %	ΣCe	ΣY	TR, %	ΣCe	ΣY	TR, %	ΣCe	ΣY	TR, %	ΣCe	ΣY
Не определялось			0,002	86,6	13,4	0,023	9,5	90,5	0,33	53,3	46,7
»	»		0,007	65,6	34,9	0,035	8,6	91,4	Не определялось		
»	»		Не определялось			Не определялось			»	»	
»	»		0,004	68,8	31,12	»	»		0,36	24,3	75,7
0,005	98,3	1,7	0,013	95,4	4,8	»	»		0,56	64,3	35,7
Не определялось			Не определялось			»	»		Не определялось		
»	»		»	»		0,028	9,5	90,5	»	»	
0,008	87,5	12,6	0,04	78,8	21,4	Не определялось			»	»	
»	»		Не определялось			0,10	33,1	66,9	»	»	
0,01	98,3	1,7							»	»	
делялось									»	»	
									0,68	80,1	19,90
									Не определялось		

сосуществующих минералов из метаморфических пород, близких по ассоциации минералов к изученным нами мигматитам, при таких значениях δO^{18} (‰): кварц — 14; гранат — 10,6; биотит — 9,7; ильменит — 7,2. По данным Е. Н. Донцовой (1966), величины δO^{18} для кварца и биотита метаморфических пород, соответственно, равны 14,9 и 10,6. Изученные мигматиты по соотношению изотопов кислорода в магнетите и ильмените ближе всего стоят к метаморфическим породам и существенно в этом отношении отличаются от гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов. Но возникает вопрос, за счет метаморфизма и гранитизации осадочных или изверженных пород образовались мигматиты? Ведь среди них в виде ксенолитов наблюдаются как гранато-биотитовые, биотитовые гнейсы, так и метабазиты и пироксеновые гнейсы. Осадочное происхождение гранато-биотитовых гнейсов доказывается петрохимическими и геохимическими исследованиями, а метабазиты и пироксеновые гнейсы могли образоваться за счет осадочных и эффузивных пород. Низкие значения δO^{18} для пироксеновых гнейсов и метабазитов (см. табл. 138) нижней серии свидетельствуют об изверженном происхождении этих пород.

Следует отметить, что изотопный состав кислорода в магнетите и ильмените из мигматитов усреднен, так как в ходе процессов метаморфизма осадочные породы теряют O^{18} , а магматические породы обогащаются этим изотопом (Донцова, 1966). Судя по высокому значению δO^{18} для магнетита и ильменита, преобладающую роль в составе исходных пород, за счет метаморфизма и гранитизации которых образовались мигматиты, могли играть только осадочные породы, отличающиеся высоким, по сравнению с изверженными породами, содержанием O^{18} .

Приведенные данные по изотопному составу кислорода в ильмените и магнетите из кристаллических пород западной части Украинского щита позволяют сделать заключение о том, что граниты и пегматиты побужского и кировоградско-житомирского комплексов в генетическом отношении — близкие образования. Вероятнее всего, они испытали состояние гомогенного расплава, к начальному этапу кристаллизации которого приурочены выделения магнетита и ильменита, отличающиеся низкими значениями δO^{18} . Магнетит и ильменит пироксеновых гнейсов днестрово-бугской и метабазитов росинской свит нижней серии характеризуются минимальными значениями δO^{18} , что может свидетельствовать об изверженном происхождении этих пород. В составе исходных пород,

Соотношение изотопов кислорода в магнетите и ильмените из кристаллических пород западной части Украинского щита

Номер образца	Порода, минерал	Стратиграфическая привязка	Парагенезис	δO^{18} , ‰
989/64	Биотитовый аплито-пегматоидный гранит, магнетит	Побужский комплекс	Ортоклаз, плагиоклаз, кварц, биотит, монацит, магнетит	0,8
2098	Пегматит, ильменит	» »	Ортоклаз, кварц, альбит, биотит, монацит, ильменит	1,4
111/62	Аплито-пегматоидный гранит, магнетит	Кировоградско-житомирский комплекс	Микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, магнетит	0,5
11	Мигматит биотитовый, магнетит	Мигматит нижней серии	Микроклин, кварц, биотит, плагиоклаз, ортит, магнетит	4,8
32	Мигматит биотитовый, ильменит	То же	Микроклин, кварц, биотит, плагиоклаз, ортит, ильменит	7,2
2096	Мигматит биотитогранатовый, магнетит	Мигматит средней серии	Кварц, биотит, гранат, плагиоклаз, магнетит, монацит	2,6
2160/7	Пироксеновый гнейс, ильменит	Днестрово-бугская свита нижней серии	Пироксен, плагиоклаз, кварц, ильменит	0,7
992	Амфиболит, магнетит	Нижняя серия (росинская свита)	Амфибол, плагиоклаз, магнетит	1,6

в результате метаморфизма и гранитизации которых образовались биотитовые и биотито-гранатовые мигматиты, преобладающее значение имели осадочные породы. Это подтверждается самым высоким значением δO^{18} в ильмените биотитовых и биотито-гранатовых мигматитов по сравнению с δO^{18} для магнетита из гранита побужского и кировоградско-житомирского комплексов.

Таким образом, граниты западной части Украинского щита образовались в результате процессов палингенеза (или анатексиса). Эти термины употребляются в том понимании, в каком введены В. С. Соболевым (1970). Палингенные граниты побужского и кировоградско-житомирского комплексов кристаллизовались из расплавов, образовавшихся вследствие плавления различных исходных пород. Процессы гранитообразования сопровождались привнесом щелочей и кремнезема. Первоисточник Na_2O — глубинный, K_2O — местный. Согласно гипотезе А. А. Маракушева (1968), натровые флюиды образуются в результате взаимодействия «базальтового слоя» с мантией. Источник калия связан с биотитовыми гнейсами, представляющими собой метаморфизованные глинистые осадки, содержащие значительное количество этого элемента. Бердичевские граниты и биотито-гранатовые мигматиты представляют собой гранитизированные первично-осадочные породы. Полного расплава и перемещения эти породы не достигли. Лишь сингенетические пегматиты и пегматоидные граниты образовались в результате селективного плавления, и кристаллизация их происходила из расплава. Физико-химическая направленность и геохимическая специализация процессов гранитообразования для каждого изученного комплекса характеризуются специфическими чертами. Этим обусловлены неодинаковые закономерности в распределении редкоземельной минерализации.

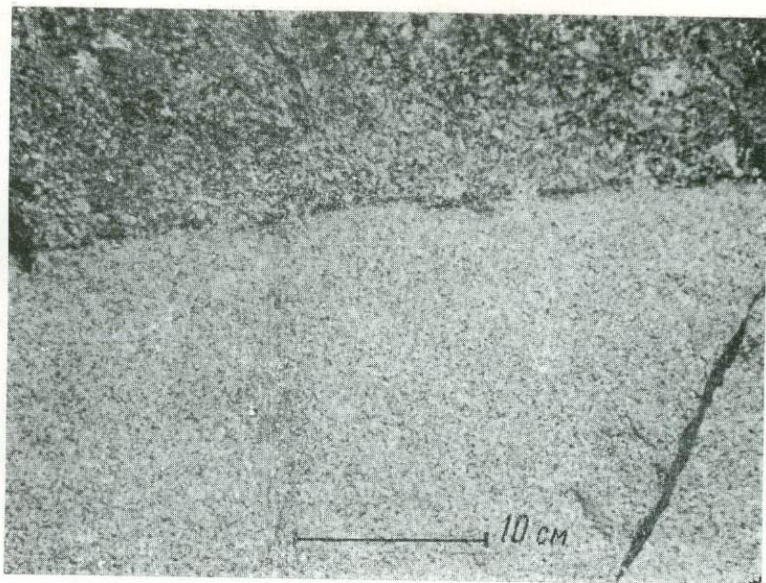


Фото 1. Четкий контакт между жилой житомирских гранитов (светлое) и вмещающими бердичевскими гранитами, г. Чуднов на р. Тетереве.

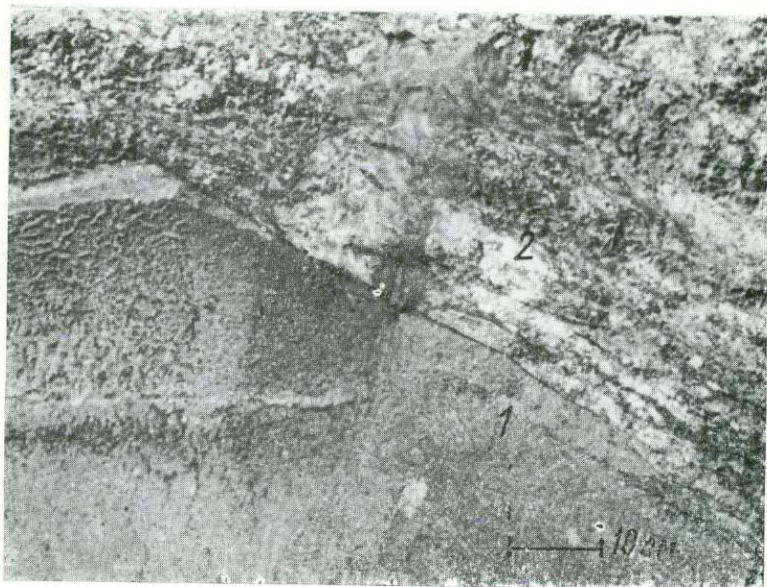


Фото 2. Четкий контакт между биотитовыми гнейсами (1) и биотито-гранатовыми мигматитами (2), с. Мирополь.

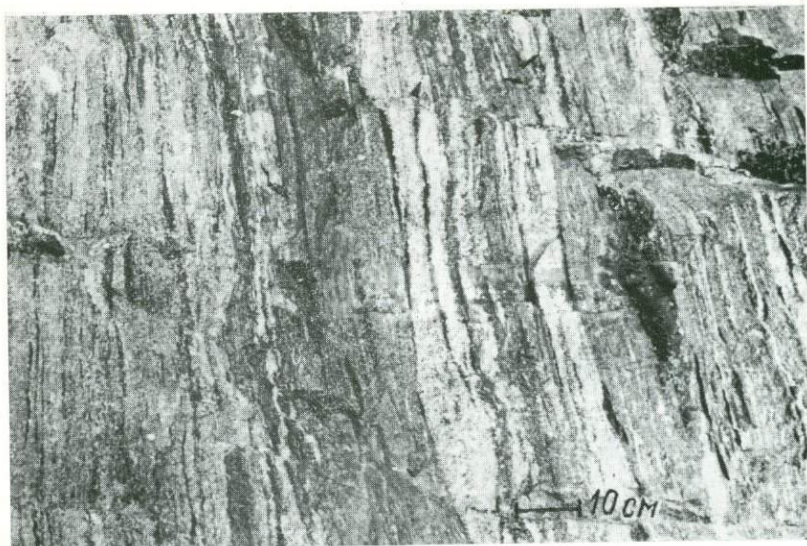


Фото 3. Пачка «инъекционных гнейсов» в контакте бердичевских гранитов и гранато-биотитовых гнейсов, с. Подoliaнцы.

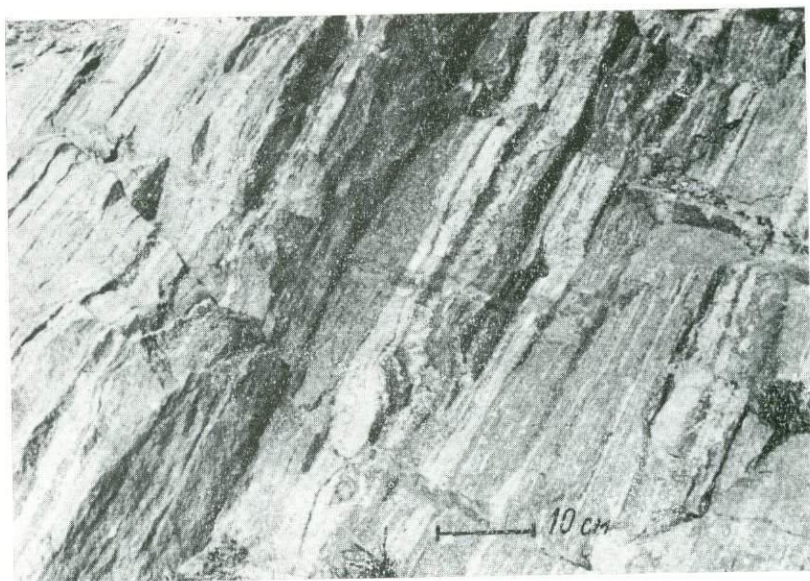


Фото 4. Грубополосчатый биотито-гранатовый мигматит.



Фото 5. Тенково-досчатый биотито-гранатовый мигматит.

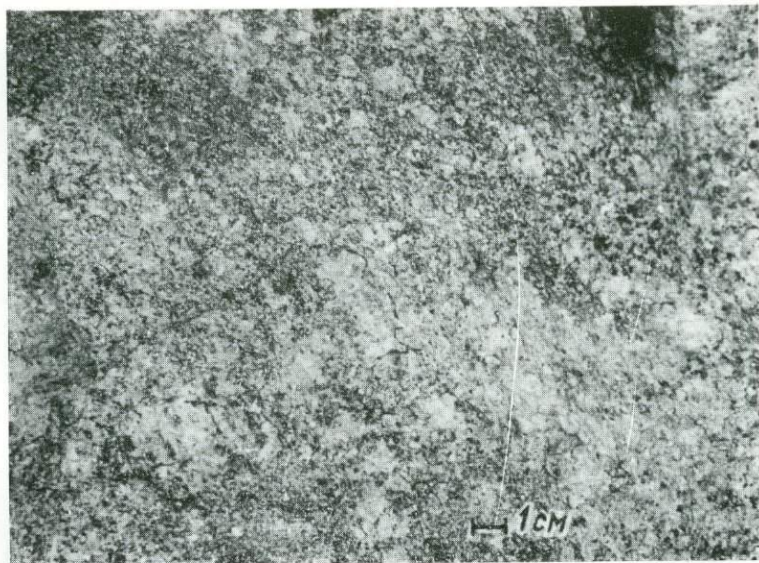


Фото 6. Массивная текстура бердичевского гранита, с. Подоляны.

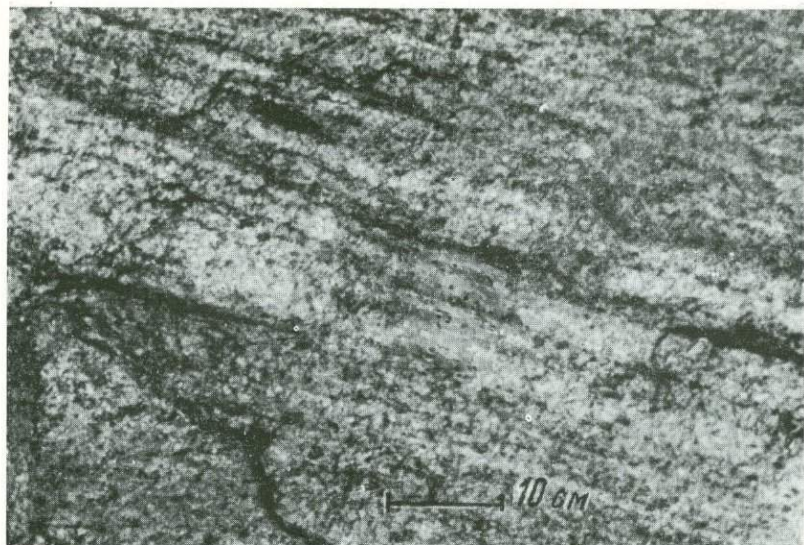


Фото 7. Полосчатая текстура типичного биотито-гранатового мигматита, с. Подоляницы.

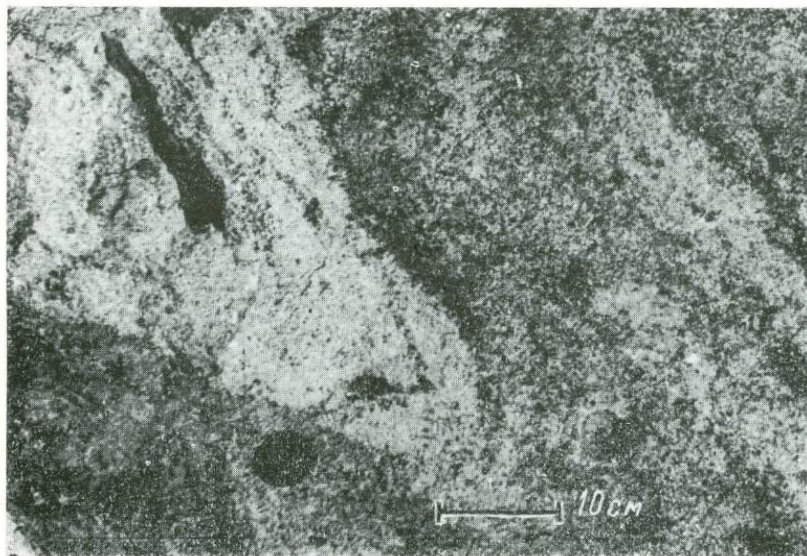


Фото 8. Теневой мигматит.

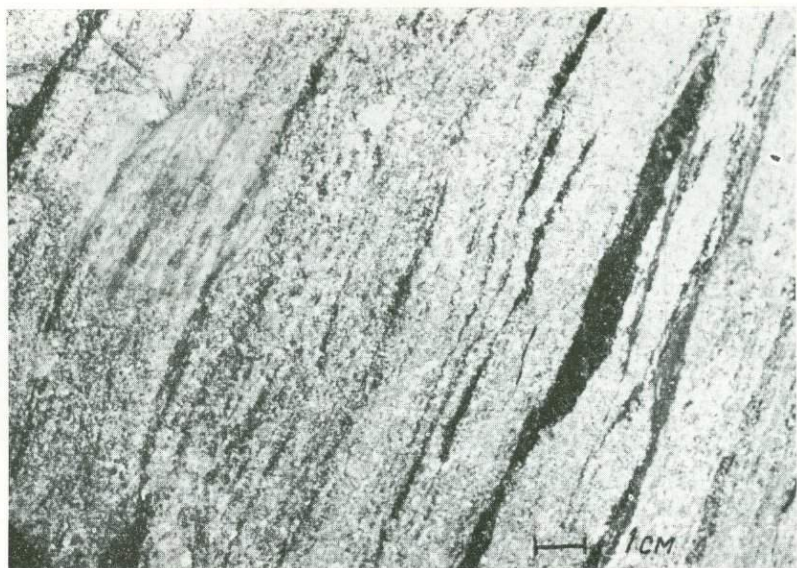


Фото 9. Кристаллизационная сланцеватость в биотито-гранатовых мигматитах.

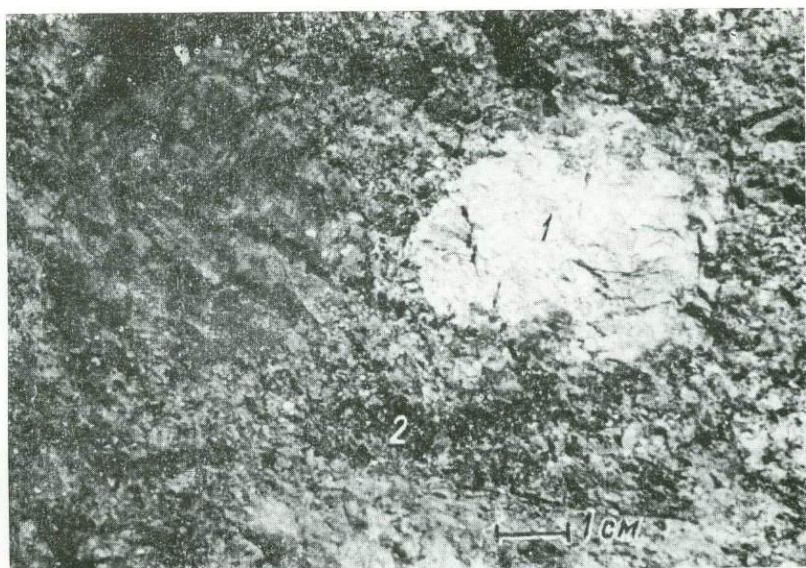


Фото 10. Порфиробласты калиевого полевого шпата (1) в бердичевском граните (2).



Фото 11. Биотито-гранатовый мигматит. Скопления граната. Без анализатора, $d = 2,6$ мм.

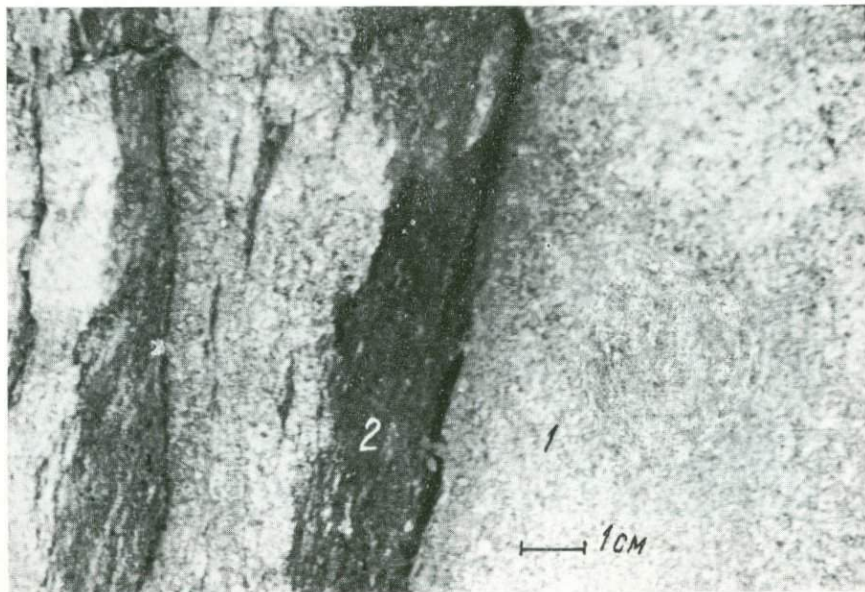


Фото 12. Контакт плагногранитов (1) с метабазами (2).



Фото 13. Соотношения плагногранитов (1) и гранитизированных метабазитов (2).

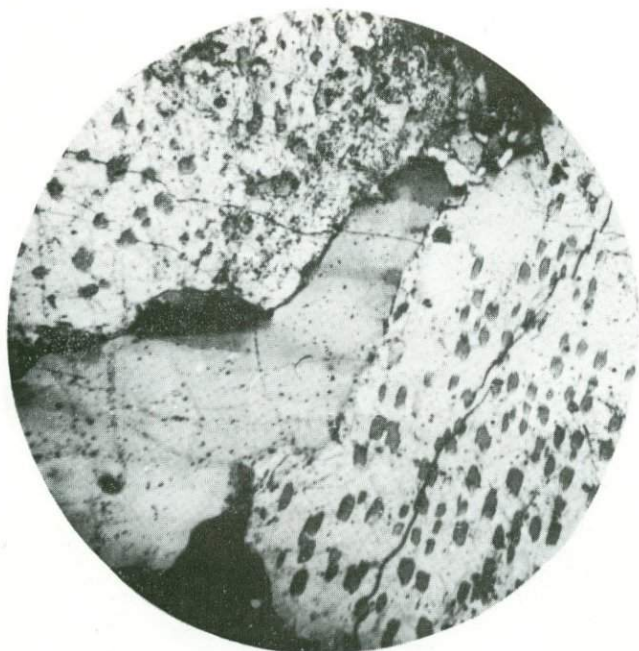


Фото 14. Антипертитовые вроски калишпата в плагноклазе биотито-гранатовых мигматитов. Николи +, $d = 2,2$ мм.

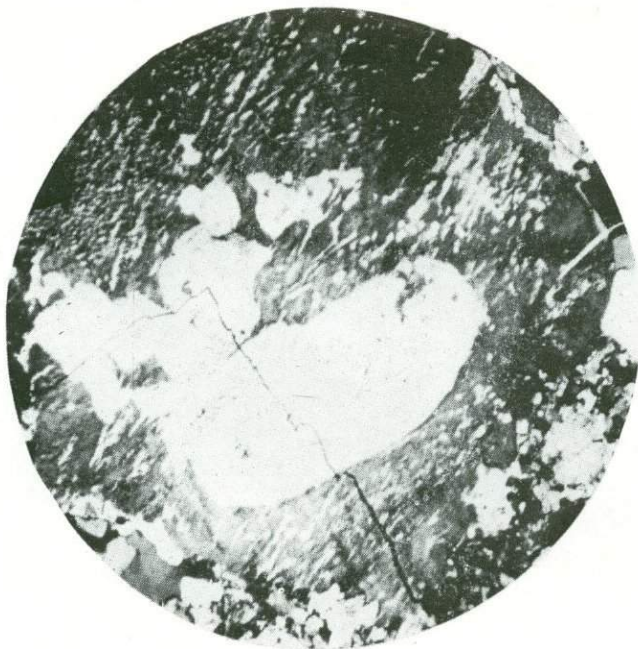


Фото 15. Реликтовые зерна плагиоклаза в микроклине.
Николи +, $d = 2,5$ мм.



Фото 16. Формы выделения кордиерита (1) и биотита (2)
в бердичевском граните. Николи +, $d = 3,0$ мм.

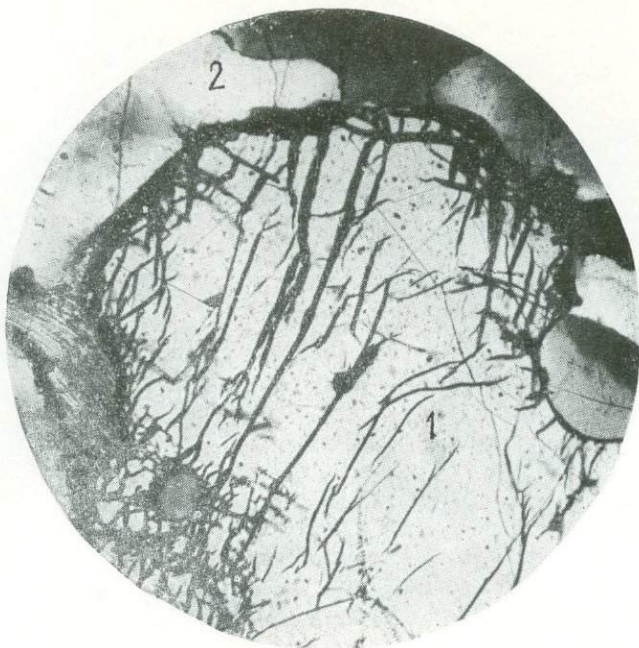


Фото 17. Формы выделения кордиерита (1) и кварца (2)
в бердичевском граните. Николи +, $d = 2,9$ мм.



Фото 18. Прожилковидные микропертитовые вроски.
Николи +, $d = 1,0$ мм.

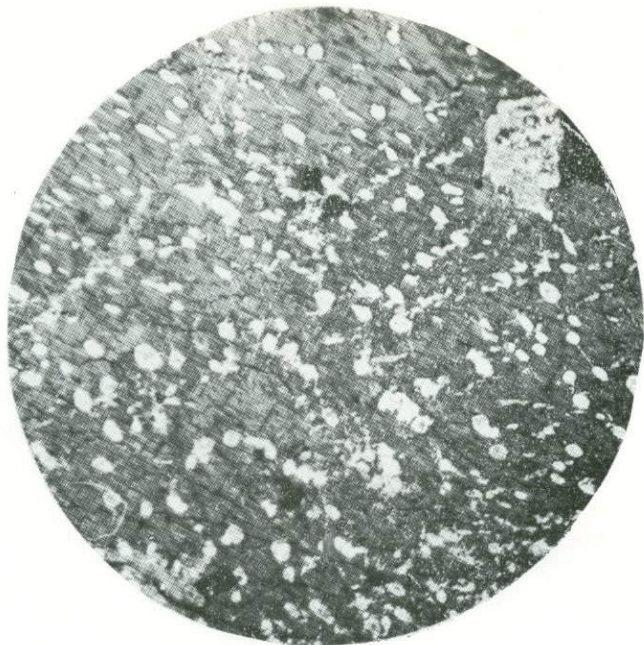


Фото 19. Изометричные микропертитовые вроски.
Николи +, $d = 1,0$ мм.

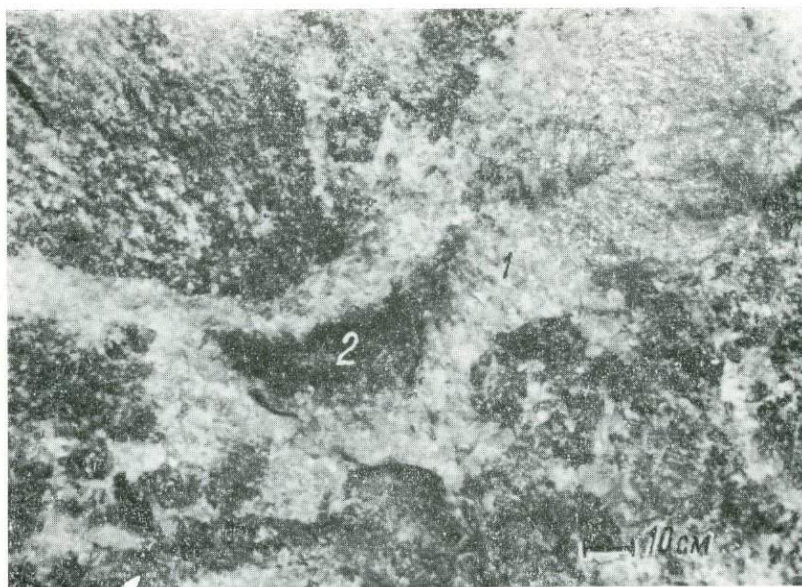


Фото 20. Соотношение гранато-биотитовых гранитов (1)
и биотито-гранатовых мигматитов (2).



Фото 21. Отдельность в гранато-биотитовых гранитах.

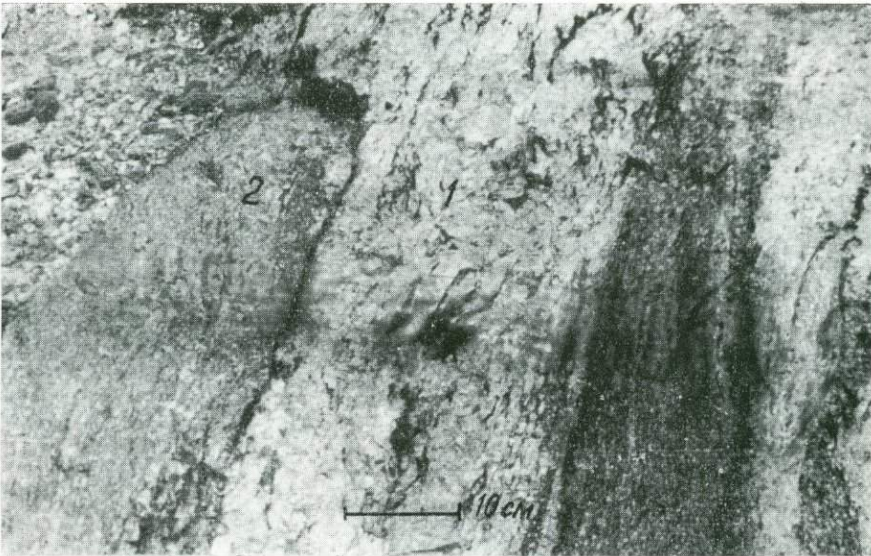


Фото 22. Чередование полос гранато-биотитовых гранитов (1) и биотито-гранатовых мигматитов (2).

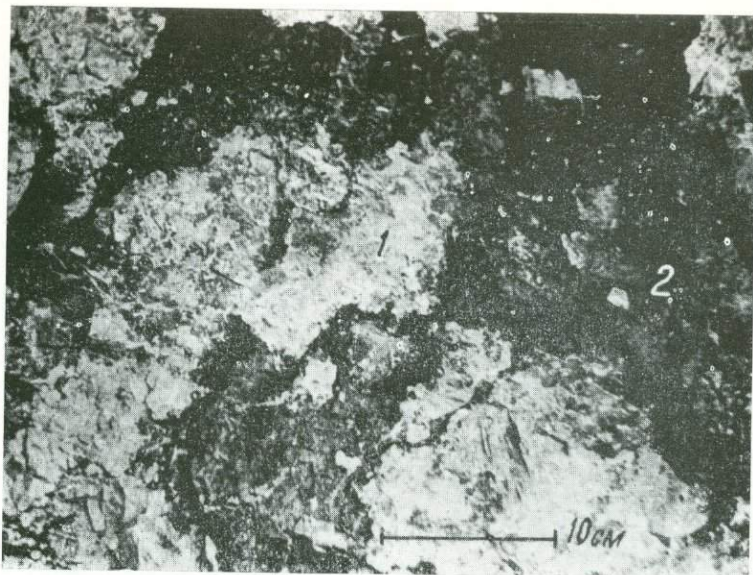


Фото 23. Формы выделения калиевого полевого шпата (1) в чарноките (2).

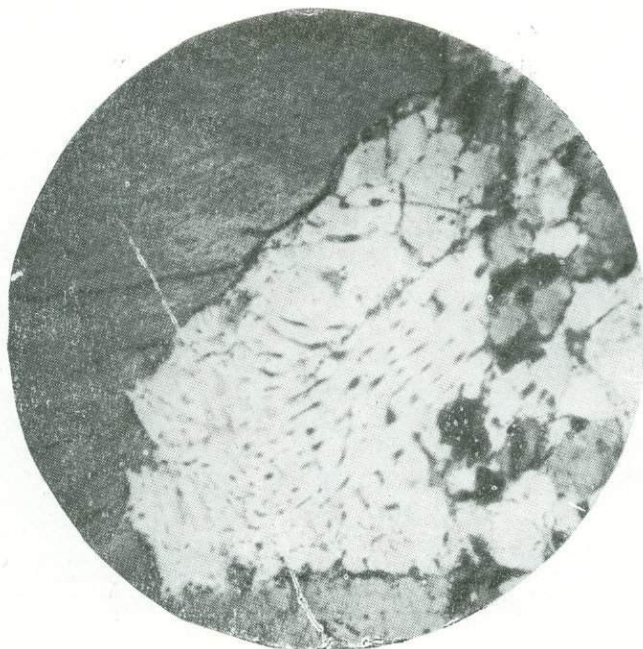


Фото 24. Формы выделения новообразованной альбита в пегматите. Николи +, $d = 2,1$ мм.



Фото 25. Катаклизированный пегматит.
Николи +, $d = 4,6$ мм.



Фото 26. Выделение мелкоагрегатного кварца в измененном пегматите. Николи +, $d = 2,5$ мм.

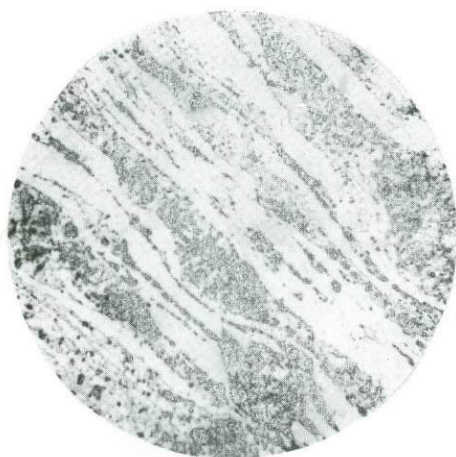


Фото 27. Милонитизированный пегматит.
Без анализатора, $d = 4,2$ мм.

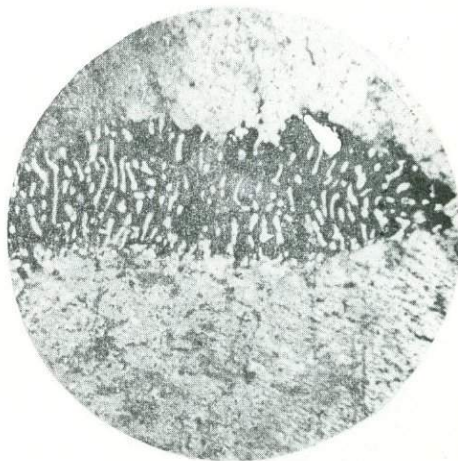


Фото 28. Мирмекит. Николи +,
 $d = 2,7$ мм.



Фото 29. Пертитовые вроски в кальцевом полевом шпате пегматита. Николи +, $d = 1,0$ мм.



Фото 30. Характер двойников в плагио-
оклазе. Николи +, ув. 10.

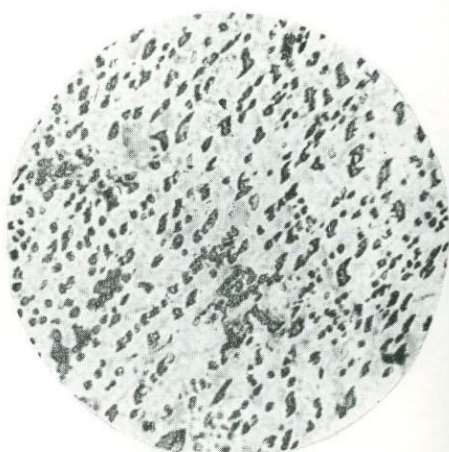


Фото 31. Формы выделения антиперти-
товых вросков в плагиоклазе пегматита.
Николи +, $d = 1,2$ мм.

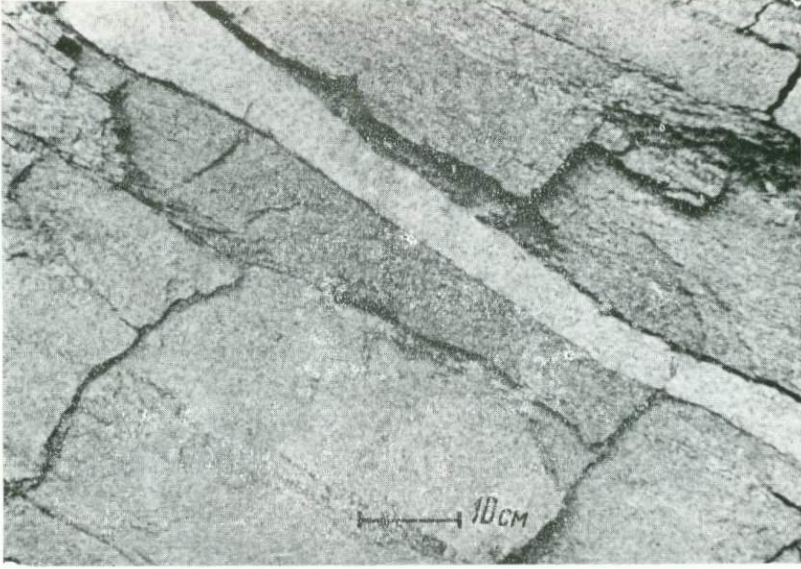


Фото 32. Послойные линзы житомирских гранитов среди биотитовых гнейсов.

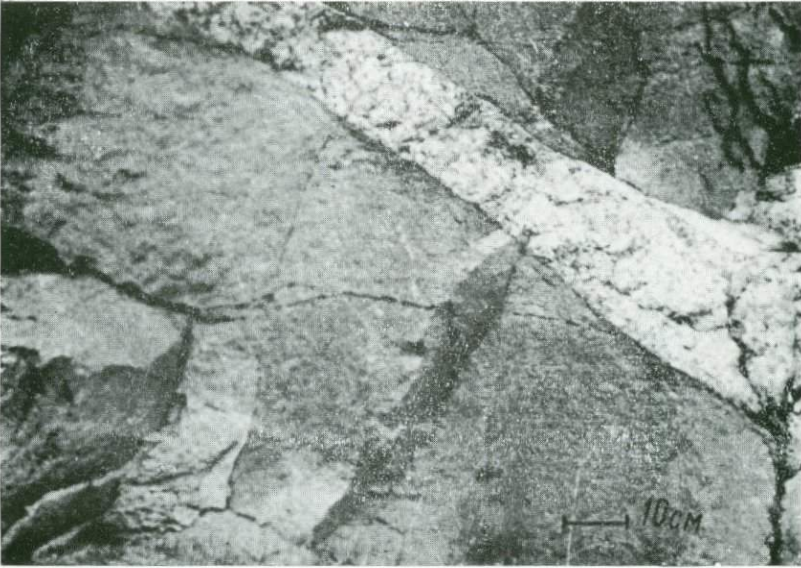


Фото 33. Жила пегматитов среди житомирских гранитов.

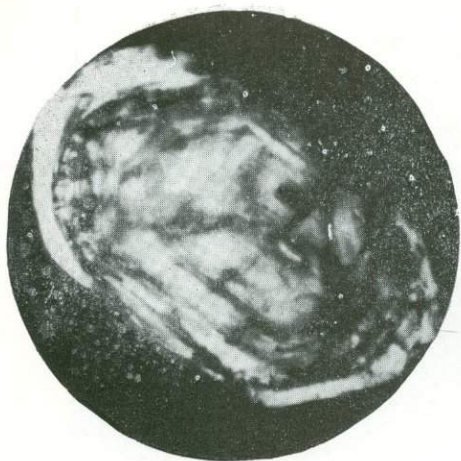


Фото 34. Частично регенерированный кристалл циркона, $d = 0,25$ мм.



Фото 35. Регенерированный кристалл циркона из цирконитов, $d = 0,3$ мм.

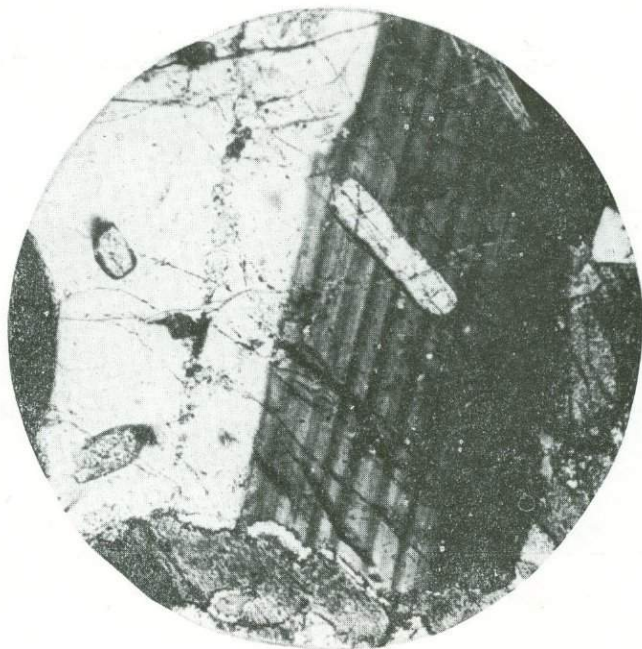


Фото 36. Выделения апатита в габбро-диобазах. Николи +, ув. 32.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основании геологических, петрографических и радиологических исследований выполнено геохронологическое расчленение докембрия западной части Украинского щита. Древнейшими образованиями этой области являются метаморфические породы нижней серии, представленной двумя свитами — днестрово-бугской и росинской. В составе днестрово-бугской свиты существенное значение имеют пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы с подчиненным количеством биотитовых, гранато-биотитовых гнейсов, metabазитов и габброидов. Преобладание амфиболсодержащих кристаллических сланцев, тесная ассоциация железистых кварцитов и metabазитов, широкое развитие биотитовых сланцев по сравнению с гнейсами — характерные особенности состава росинской свиты.

Метаморфические породы средней серии представлены преимущественно глиноземистыми гнейсами, среди которых преобладают гранато-биотитовые разновидности.

Верхняя серия состоит из двух свит — станишовской и кочеровской. Гранитам каждого комплекса характерны свои пегматиты.

Породообразующие минералы из метаморфических пород с одинаковым парагенезисом, но из различных гнейсовых серий существенно отличаются между собой по химическому составу и оптическим свойствам. Это обусловлено неодинаковой степенью метаморфизма горных пород отдельных гнейсовых серий.

2. Среди гранитоидов западной части Украинского щита выделено три комплекса: бердичевский, побужский и кировоградско-житомирский. Гранитам каждого комплекса характерны свои пегматиты.

По характеру соотношения с вмещающими породами граниты бердичевского комплекса являются автохтонными, побужского — аллохтонными образованиями. Граниты кировоградско-житомирского комплекса среди пород верхней серии залегают преимущественно в виде согласных, а среди метаморфических пород нижней и средней серии — секущих тел.

Установлена пространственная и генетическая приуроченность гранитов конкретных комплексов к определенным сериям метаморфических пород.

Породообразующие минералы гранитов отдельных комплексов существенно отличаются по составу. В житомирских гранитах калишпат представлен максимальным микроклином, в бердичевских — промежуточным ортоклазом. Биотиты содержат различные количества закисного железа, титана, алюминия в шестерной координации. Еще более существенно отличаются гранаты по содержанию пиропы и спессартина. Намечается закономерное изменение составов сосуществующих темноцветных минералов от гранитов побужского к гранитам кировоградско-житомирского комплекса.

3. В результате обработки многочисленных химических анализов получены средние составы всех разновидностей гранитов и пегматитов, выявлены их характерные петрохимические особенности. Доказана полная идентичность бердичевских гранитов и кинцигитов Финляндии.

4. Выявлены закономерности распределения акцессорных минералов в кристаллических породах. Регионально монацитоносны бердичевские граниты, повышенные концентрации монацита приурочены к отдельным разновидностям гранитов и пегматитов побужского комплекса, в житомирских гранитах практически отсутствует монацит. Среди пород метаморфических серий монацит встречается лишь в гранато-биотитовых гнейсах.

Установлено три генерации монацитов, четко отличающихся между собой по химическому составу, возрасту и генезису. Монацит ранней генерации метаморфогенный, промежуточной — метасоматический, поздней — магматический. Показано, что состав монацита жильных тел гранитов зависит от характера вмещающих пород. Особенности химического состава монацита могут служить индикатором среды минералообразования.

Из всех минералов, входящих в состав кристаллических пород, важное значение в балансе редких земель имеет монацит. Но роль его для отдельных разновидностей кристаллических пород неодинакова. В гранато-биотитовых гнейсах и бердичевских гранитах с монацитом связано 25%, в сингенетических пегматитах — 50%, а в эпигенетических пегматитах побужского комплекса — 95% редких земель, обнаруженных в этих породах. Наряду с монацитом установлены генетические особенности и характер распределения в кристаллических породах таких акцессорных минералов, как циркон, апатит, сфен, ортит.

5. В разделении редких земель при гранитообразовании выявлено три главных направления. В ассоциации гранато-биотитовый гнейс — бердичевский гранит — пегматит, лейкократовый гнейс — гранато-биотитовый гранит — пегматит от гнейсов к гранитам валовое содержание редких земель остается постоянным или уменьшается, происходит накопление легких лантаноидов в пегматитах.

Второе направление характерно для гранитов кировоградско-житомирского комплекса и вмещающих биотитовых гнейсов верхней серии. В гранитах и пегматитах увеличивается содержание редкоземельных элементов, в составе их существенную роль играют элементы иттриевой группы. Редкие земли рассеяны в породообразующих минералах, что обусловлено физико-химическими особенностями образования гранитов.

Третье направление в эволюции состава редких земель связано с минеральными преобразованиями от амфиболитов, амфиболовых, пироксено-амфиболовых гнейсов к плагиогранитам. Общая тенденция в ходе гранитизации метабазитов сводится к выносу редких земель иттриевой группы и концентрации их в метасоматических образованиях, поиски которых представляют одну из первоочередных задач прикладной геологии.

6. Геологические и радиологические данные позволили установить верхний возрастной предел формирования каждой гнейсовой серии. Для нижней серии этот рубеж датируется 2500, средней — 2100, верхней — 1800 млн. лет. Изотопный возраст гранитов бердичевского комплекса — 2400—2100, побужского — 2100—1900, кировоградско-житомирского — 1900—1800 млн. лет.

Показано, что для целей геохронологии и стратиграфии докембрия отдельных районов западной части Украинского щита могут быть использованы только реперные изотопные даты, полученные не менее как по двум различным минералам из одной разновидности пород. Рассмотрены вопросы, связанные с природой расходящихся значений изотопного возраста сосуществующих минералов. Длительное пребывание

некоторых блоков в глубинных условиях, термальное воздействие даек диабазов — главные причины, вызвавшие потери радиогенного аргона в слюдах. На смещение изотопных отношений в аксессуарных радиоактивных минералах существенное влияние оказывают лишь растворы различного происхождения.

7. Корреляция докембрия западной и центральной частей Украинского щита дает основание нижнюю и конкско-верховцевскую серии считать стратиграфическими эквивалентами. Породы средней серии характеризуются специфическими чертами и в стратиграфическом отношении могут сопоставляться с нижней свитой криворожской серии. Верхняя серия коррелируется с верхней свитой криворожской серии.

При сравнительном изучении гранитов и мигматитов Волыно-Подолья и Среднего Приднепровья установлено, что в первом районе гранитизация и магматизм активно проявились 1700—2400, а во втором — 2600—2800 млн. лет назад.

8. Термодинамические условия формирования гранитов отдельных комплексов определены на основании особенностей состава равновесных сосуществующих породообразующих минералов. Температура образования гранитов кировоградско-житомирского комплекса — 550—630° С, бердичевского — 600—650°, побужского — 650—720° С. Формирование гранитов происходило при давлении 4—8 кбар.

9. Физико-химическая направленность процессов гранитообразования восстановлена по особенностям состава гранитов и их породообразующим минералам. На основании закономерностей распределения редких земель, изотопного состава свинца и кислорода о геохимической специализации процессов гранитообразования сделаны следующие заключения:

а) различная эволюция калиевой части гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов свидетельствует о том, что граниты этих комплексов не могут принадлежать к единому естественному ряду. Исходный состав питающих очагов, давших два самостоятельных комплекса гранитов, был неодинаков;

б) к завершающим стадиям формирования гранитов побужского и бердичевского комплексов устанавливается постепенное нарастание щелочности. Но в ходе эволюции расплава, в результате кристаллизации которого образовались граниты побужского комплекса, увеличивается также и роль летучих компонентов. Это вызывает реакции нейтрализации и концентрацию редкоземельной минерализации. При кристаллизации расплава от ранних к поздним фаціальным разновидностям гранитов кировоградско-житомирского комплекса намечается тенденция постепенного обогащения кремнеземом и незначительное обеднение щелочами;

в) сравнение средних химических составов гранитов и вмещающих гнейсов показало, что процессы палингенеза и анатексиса сопровождались привнесением Na_2O . Первоисточником K_2O являлись исходные осадочные породы;

г) в разделении редких земель от ранних к поздним стадиям гранитов и пегматитов ведущее место принадлежит геохимическому фактору. В связи с нарастанием щелочности к завершающим стадиям формирования гранитов концентрируются элементы цериевой группы, что характерно для пегматитов побужского и бердичевского комплексов. В пегматитах, генетически связанных с гранитами кировоградско-житомирского комплекса, уменьшается суммарное содержание редкоземельных элементов. Это вызвано понижением активности щелочей;

д) аномальный изотопный состав примесного свинца в аксессуарных минералах сингенетических тел пегматитов обусловлен длительностью формирования расплавов, высоким давлением и значительной радиоактивностью вмещающих пород;

е) кислород магнетита и ильменита из гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов характеризуется низким значением δO^{18} , что характерно для изверженных пород. Высокое содержание O^{18} в магнетите биотито-гранатовых мигматитов является показателем того, что исходными породами для них могли быть только осадочные образования.

Таким образом, имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что граниты западной части Украинского щита образовались в результате процессов палингенеза. Граниты побужского и кировоградско-житомирского комплексов кристаллизовались из расплавов. Бердичевские граниты представляют собой гранитизированные первично-осадочные породы. Полного расплавления и перемещения эти породы не достигли.

10. Геологические, петрологические и радиологические исследования по изучению докембрия западной части Украинского щита позволяют высказать рекомендации в отношении дальнейшего направления работ по геохронологии докембрия и прогнозов на размещение редкоземельного оруденения:

а) первоочередная задача предстоящих радиологических исследований по докембрию западной части Украинского щита должна сводиться к установлению реперных изотопных дат для всех стратиграфических подразделений. Поэтому в ближайшие годы главное внимание следует направить на определение возраста акцессорных минералов и амфиболов. Широкое проведение работ по датированию слюд кристаллических пород южного, центрального и восточного районов западной части Украинского щита нецелесообразно;

б) пегматиты и метасоматиты, генетически связанные с гранитами побужского комплекса, перспективны в отношении коренной редкоземельной минерализации цериевой группы. Эти прогнозы прошли производственную проверку и были подтверждены.

Большой интерес представляют редкие земли иттриевой группы восточного и южного районов. Здесь геологическая обстановка благоприятна для развития метасоматических процессов, с которыми генетически связана иттриевая минерализация;

в) выделенные три генерации монацитов, каждая из которых характерна для определенного комплекса гранитов, могут быть использованы для палеогеографической реконструкции осадочных отложений фанерозоя, развитых в пределах Украинского щита и на его склонах.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. серия, 1953, вып. 148, № 44.
- Бабчук Ф. Г. та ін. Тектонічна структура Українського щита.— Геол. журн., 1966, XXVI, вип. 4.
- Балашов Ю. А. и др. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе.— Геохимия, 1964, № 10.
- Балашов Ю. А., Горяинов П. М. Редкоземельные элементы в докембрийской железорудной формации Приимандровского района.— Геохимия, 1966, № 3.
- Бандуркин Г. А. О поведении редкоземельных элементов во фторсодержащих средах.— Геохимия, 1961, № 2.
- Барт Т. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Барташевський В. І. Про взаємовідношення житомирських і коростишевських гранітів з бердичівськими гранітоїдами.— Наук. зап. Київськ. ун-ту, 1956, 15, вип. 2.
- Безбородько Н. И. Гранатовые мигматиты Подолии и гибридные граниты юга Волыни.— Зап. Киевск. об-ва естествоисп., 1928, XXVIII, вып. 3.
- Безбородько Н. И. Граниты Волыни и их пегматиты.— Вестн. Укр. отд. геол. ком., 1929, вып. 13.
- Безбородько М. І. Зональні ксеноліти.— Труды Укр. наук.-досл. геол. ін-ту, 1929, III.
- Безбородько М. І. Динамограніти, схістограніти, теніограніти та споріднені новоутворення.— Труды Укр. наук.-досл. геол. ін-ту, 1930, IV.
- Безбородько М. І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1935.
- Безбородько Н. И. Монцитовый ряд и монциты Украины.— Труды Петрограф. ин-та, 1935, вып. 5.
- Беланов В. М. Тектоническое районирование северо-западной части Украинского щита. Автореферат канд. дис. Ин-т геол. наук АН УССР, 1969.
- Белевцев Я. М., Прусс А. А. Основные этапы геологического развития Украинского щита.— Геол. журн., 1962, XXII, вып. 5.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И. О возрасте седиментации криворожской толщи.— Труды XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бобровников Д. П. О первоначальных стадиях выветривания биотита из гранатового мигматита окрестностей с. Липовец Винницкой области.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 8. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
- Бондарчук В. Г. Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.
- Бондарчук В. Г. и др. Рельеф поверхности докембрийского кристаллического фундамента территории Украинской и Молдавской ССР.— Сов. геология, 1959, № 1.
- Борнemann-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Бурксер Е. С. и др. Характеристика стандартных образцов радиоактивных минералов для определения абсолютного возраста свинцовым методом.— Труды IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бурксер Е. С. и др. О миграции свинца в монаците и настуране.— Бюллетень Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. Распределение редких земель в монаците гранитоидов.— ДАН СССР, 1956, 106, № 4.
- Варшал Г. М., Сенявин М. М. Исследование механизма хроматографического разделения на бумаге смеси редкоземельных элементов.— В кн.: Молекулярная хроматография. М., «Наука», 1964.
- Васильева З. В. О роли марганца в апатитах.— Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1958, вып. 4, ч. 87.
- Великославинский Д. Н. Изменения соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме докембрийских формаций СССР. М., «Наука», 1965.
- Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука» (Сибирск. отд.), 1968.
- Виноградов А. П. и др. Возраст докембрийских пород Украины.— Труды IV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. и др. Абсолютная геохронология украинского докембрия. МГК, XXI сессия.— Докл. сов. геологов, проблема 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Геохимические циклы изотопов свинца.— МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Винчелл А., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Власов К. А. и др. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966.
- Волков И. И., Фомина Л. Е. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5.
- Вороновский С. Н., Магомедов Ш. А. Диффузия продуктов радиоактивного распада в монацитах.— Геохимия, 1969, № 2.
- Гаврилова Л. К., Туранская Н. В. Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов.— Геохимия, 1958, № 2.
- Гельман Е. М. Применение метода хроматографии на бумаге для разделения редкоземельных элементов при анализе природных материалов.— В кн.: Редкоземельные элементы. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Яковлева С. С. Сравнительное изучение возраста слюд, амфиболов и пироксенов аргонным методом.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М., «Наука», 1964.
- Герлинг Э. К. и др. Применение нефелина в К/Аг геохронологии.— Геохимия, 1969, № 12.
- Гинтов О. Б. Выявление складчатости структуры гнейсово-мигматитовой толщи Среднего Побужья с помощью геофизических методов разведки.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
- Гладкий В. Н. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Гольденфельд И. В. К вопросу о выделении двух разновозрастных групп в архее юго-запада Украины.— Геохимия, 1962, № 6.
- Гольденфельд И. В. Свинцовый метод определения абсолютного возраста.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Гольдшмит В. М., Петерс К.— Сборник статей по геохимии редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Гордиенко В. В. К вопросу о процессах перекристаллизации в пегматитах.— Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1962, вып. 6, ч. 91.
- Горный Г. Я. Высшие окислы празеодима и тербия и возможности их количественного определения в смесях редкоземельных элементов.— Укр. хим. журн., 1963, XXIX, 8.
- Грицков Я. М., Половко Н. И. Геология железисто-кремнистых формаций Правобережного района.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Даймонд Р. М., Так Д. Г. Экстракция неорганических соединений. М., Госатомиздат, 1962.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1966.
- Добрецов Н. Л. Химический состав метаморфических пород.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Доброхотов С. М. Про кордієрити з бердичівського граніту.— Геол. журн., 1964, XXIV, вип. 1.
- Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита.— В кн.: Литология и металлогения докембрия. М., «Недра», 1967.
- Донцова Е. И. О некоторых закономерностях изотопов кислорода в изверженных горных породах.— Геохимия, 1966, № 4.

- Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода. Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Главное изд-во геол. разв. и геодез. лит. ОНТИ, М., 1936.
- Дядченко М. Г. До мінералогії четвертинних відкладів та кори вивітрювання кристалічних порід басейну верхньої течії р. Тетерева.—Геол. журн., 1958, XVIII, вип. 2.
- Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические граниты.—Вест. ЛГУ, 1951, № 5.
- Елисеева Г. Д. и др. Масс-спектрометрическое определение микросодержаний тория в урановых минералах и рудах.—В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Жданов В. В. Метаморфизм, магматизм и формирование земной коры в раннем протерозое Русской Лапландии.—В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Жиров К. К. и др. Влияние процессов гидротермального изменения на определение возраста по радиоактивным минералам.—Геохимия, 1957, № 8.
- Жиров К. К., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте цирконов древнейших формаций.—Геохимия, 1961, № 12.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита.—Геология и геофизика, 1961, № 9.
- Зыков С. И. и др. Возраст древнейших формаций Кольского п-ва.—Геохимия, 1964, № 4.
- Ивантишин М. М. Заміщення кордієриту в гранітах та пегматитах чуднівсько-бердичівського типу.—Геол. журн., 1953, XIII, вип. 2.
- Ивантишин М. М. Докембрійські рудні пояси.—Геол. журн., 1958, XVIII, вип. 5.
- Ивантишин М. Н. Комплекс гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов Подолии (бассейна рек Случч, Тетерева, Роси, Днестра, Юж. Буга) и чудново-бердичевские граниты.—В кн.: Геология СССР, 5, ч. I, М., 1958.
- Ивантишин М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського щита. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
- Ивантишин М. Н., Кульская О. А., Елисеева Г. Д. Геохимия и аналитическая химия редкоземельных элементов, ч. I, Киев, «Наукова думка», 1964.
- Ивантишин М. Н., Орса В. И. Гнейсово-мигматитовые формации и граниты района Запорожье — Мишурич Рог.—В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Иванчев Г. Дитизон и его применение. М., ИЛ, 1961.
- Изох Э. П. Гипербазит — габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, «Наука» (Сибирск. отд.), 1965.
- Ингерсон Э. Геологическая термометрия.—В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Дж. П. Тройные полевые шпаты.—В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963.
- Каляев Г. И. Схема стратиграфии Большого Кривого Рога на основании формационных критериев.—Геол. журн., 1964, XXIV, вып. 3.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Каляев Г. И. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите. Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Каляев Г. И. Геотектоническое районирование Украинского щита по структурно-формационным критериям.—В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Киреев В. А. Краткий курс физической химии. М., «Химия», 1970.
- Козловська Г. М. Гранатові породи північно-західної частини Українського кристалічного масиву.—Геол. журн., 1948, IX, вип. 1-2.
- Козловская А. Н. Геологическое строение и тектоника северо-западной и центральной части Украинского щита.—В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Комлев Л. В., Филиппов М. С. К геохимии радиоактивных элементов в породах кировоградско-житомирского магматического комплекса Украины.—Труды Радиового ин-та им. В. Г. Хлопина, 1956, VII.
- Комлев Л. В. и др. О возрасте геологических формаций юго-западной части Украинского докембрия.—Труды VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Комлев Л. В. Возраст некоторых геологических формаций Украинского докембрия по данным стронциевого метода.— Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Комлев Л. В., Иванова К. С., Савоненко В. Г. О дифференциальной подвижности изотопов свинца и характере примесного свинца в монацитах.— Геохимия, 1964, № 12.
- Кононов Ю. В., Этингер И. М. Геологические формации Ингуло-Ингулецкого водораздела.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Кононова М. М. Параметры элементарной ячейки гиперстенов из горных пород чарнокитовой серии.— В кн.: Конституция и свойства минералов, вып. 2, Киев, «Наукова думка», 1967.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Кислотность, щелочность при магматических процессах.— МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 14, гранито-гнейсы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— Труды I конференции по околорудному метасоматозу. М., «Недра», 1966.
- Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах.— В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1956.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Недра», 1967.
- Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолья в районе г. Винницы. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Котловская Ф. И. и др. Расхождение возрастных значений, полученных по биотиту и роговой обманке из пород Украинского кристаллического щита.— Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Котловская Ф. И. Физико-химическое обоснование применения амфиболов для определения возраста калий-аргоновым методом.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. М., «Наука», 1969.
- Кужелов К. О. Геологична структура докембрію Середнього Побужжя (за геофізичними даними).— Геол. журн., 1960, XX, вип. 2.
- Кузнецов Е. А. Акцессорные минералы в горных породах Урала.— Сов. геология, 1956, № 51.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геология и геофизика, 1967, № 10.
- Кульская О. А., Горный Г. Я., Елисеева Г. Д. Методы анализа редкоземельных элементов иттриевой подгруппы в минералах и породах УКШ. Киев, Изд-во АН УССР, 1968.
- Кульская О. А., Елисеева Г. Д. Определение редкоземельных элементов в минералах методами эмиссионной спектроскопии и распределительной хроматографии. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Кульская О. А., Елисеева Г. Д., Горный Г. Я. Геохимия и аналитическая химия редкоземельных элементов. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Лазаренко Е. К. та ін. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Львів, Вид-во Львівськ. ун-ту, 1960.
- Лазаренко Е. К. Об акцессорных минералах.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Лазаренко Е. К. Некоторые минералогические критерии при изучении метаморфических формаций в связи с установлением их осадочного происхождения.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Лазаренко Е. К., Сребродольский В. І. Мінералогія Поділля. Львів, Вид-во Львівського ун-ту, 1969.
- Лазько Е. М. и др. Петрологические особенности некоторых раннекембрийских гранитоидных формаций (на примере западной части Украинского щита). Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ., Баку, Изд-во АН Аз. ССР, 1969.
- Лападю-Арг П. О существовании в природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев.— В кн.: Проблема образования гранитов. М., ИЛ, 1950.
- Лапчик Ф. Е. О роли некоторых минералов в корреляции магматических пород.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, Изд-во Львовск. ун-та, 1951.

- Ласкарев В. Д. Геологические исследования в юго-западной России.— Труды геол. ком., нов. серия, 1914, вып. 77.
- Лебедев А. П. К петрологии некоторых типов гранитоидов Северной Украины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. сер., 1947, вып. 84, № 27.
- Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. М., Физматгиз, 1962.
- Личак И. Л. и др. Гранитоидные формации Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Личков Б. Л. О фазах денудации Украинского кристаллического массива.— Труды ГГРУ, 1930, вып. 23.
- Логвин Э. И. Докембрий района среднего течения р. Тетерева.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы, 4-е изд., М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
- Луцицкий В. И. К вопросу о происхождении гранитов юга России.— Журн. об-ва естествоисп., 1910, № 2.
- Луцицкий В. И. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинциты северной части Украины.— Зап. Киевск. об-ва естествоисп., 1927, XXVII, вып. 2.
- Луцицкий В. И. Бердичевский магматический комплекс.— В кн.: Украинский кристаллический массив. Киев, Изд-во АН УССР, 1947.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., «Наука», 1968.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О глубинности формирования гранитоидов. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, М., «Наука», 1964.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. Минералогические критерии определения щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 4.
- Маракушев А. А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре.— Тезисы докладов симпозиума по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Маракушев А. А. Устойчивость альмандина и его парагенезисов.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. М., «Наука», 1970.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды ИГЕМ, 1962, вып. 78.
- Матковський І. Ф. Сієніто-діоритові породи р. Тетерева. Вид-во Волинськ. музею, 1930.
- Матковский О. И. О понятии термина «акцессорный минерал».— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 2.
- Мельничук Э. В., Слынько П. И. Некоторые вопросы литологии, метаморфизма и полезных ископаемых центральной и северо-восточной части Украинского щита.— Материалы совещ. по проблеме осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
- Морозевич И. А. К петрографии Вольни.— Зап. Варшавск. ун-та, Варшава, 1893.
- Наливкина Э. Б., Жданов В. В. Магматические формации Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности развития и распределения формаций.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Некрасов И. Я., Ипатьева И. С. Минералого-геохимические особенности метаталосных гранитов на примере Омчкондинского массива.— Материалы по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Немодрук А. А., Глухова Л. П. Определение микроколичеств урана в почвах, горных породах и минералах с применением арсеназо III.— Журн. анал. хим., 1966, XXI.
- Орса В. И., Елисеева Г. Д. К характеристике редких земель акцессорных минералов древних формаций Среднего Приднепровья.— Геохимия, 1967, № 2.
- Петров В. П. Природа магмы.— Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, Изд-во АН Аз. ССР, 1969.
- Перчук Л. Л. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры.— ДАН СССР, 1966, 169, № 6.
- Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.— ДАН СССР, 1967, 177, № 22.
- Полдварт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Вольни УССР. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1948.

- Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландияотниия южной части Балтийского щита.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Полканов А. А. и др. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов.— Химия земной коры, 1963, № 1.
- Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. М., Гостгеоиздат, 1954.
- Половинкина Ю. Ир. Проблема образования гранита.— Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., петрография, 1957, вып. 21.
- Половинкина Ю. Ир. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины.— ДАН СССР, 1960, 134, № 4.
- Половинкина Ю. Ир. О происхождении кордиеритовых гранитов — бердичевский «гранит» Украины.— Петрогр. сб., № 5.— Труды ВСЕГЕИ, 1963.
- Половинкина Ю. Ир. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива. Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М., ИЛ, 1962.
- Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Рудницький П. М. Попередні результати вивчення Володарської групи магнітних аномалій.— Геол. журн., 1961, XXI, вип. 6.
- Рябенко В. А. Об особенностях архейской складчатости Украинского щита. Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Саввин С. Б. и др. Фотометрическое определение тория в горных породах с арсеназо III.— Зав лаборатория, 1960, № 4.
- Семененко Н. П. Структура Украинского кристаллического массива.— Геол. журн., 1948, IX, вып. 3.
- Семененко Н. П. Структура кристаллического массива Среднего Приднестровья. Киев, Изд-во АН УССР, 1949.
- Семененко Н. П. Докембрий Украинской ССР.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2. Изд-во АН СССР.
- Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Семененко Н. П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
- Семененко Н. П. Геохронология докембрия в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 5.
- Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Семененко Н. П. Корреляция истории докембрия по данным абсолютной геохронологии.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 3. М., «Наука», 1964.
- Семененко Н. П. Геохронологическая карта Украинского докембрия.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Семененко Н. П. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сердюченко Д. П. и др. Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических толщах. М., «Наука», 1964.
- Синькова Л. А., Туранская Н. В. О различном влиянии калия и натрия на миграционную способность редкоземельных элементов.— Геохимия, 1968, № 5.
- Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4, Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Соболев В. С., Костюк Е. А. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка — актинолит в метаморфических породах.— ДАН СССР, 1965, 164, № 4.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л. Фации метаморфизма. ч. 1, М., «Недра», 1970.
- Соболев В. С., Хлестов В. В. Плавление и метаморфизм.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Соболев Н. В. Гранаты.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Соботович Э. В., Гращенко С. М. К вопросу о возможности определения возраста пород по содержанию в них урана, тория и изотопов свинца.— Бюл-

- летень Комиссії по определению абсолютного возраста геологических формаций, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Соботович Э. В., Гращенко С. М. Изотопный состав современного свинца как критерий возраста изверженных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 4.
- Старик И. Е. Ядерная геохронология. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Стригин О. І., Ярощук М. О. Петрографія та генезис порід Володарської групи магнітних аномалій.— Геол. журн., 1964, XXIV, вип. 4.
- Стрыгин А. И. и др. Конгломераты в кристаллических породах центральной части Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Стрыгин А. И., Ярощук М. А. Признаки первичных пород в гранитоидах Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины.— ДАН СССР, 1963, 153, № 2.
- Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты.— Вестн. ЛГУ, 1950, № 10.
- Тарасенко В. Е. О некоторых кристаллических породах Житомирского уезда.— Зап. Киевск. об-ва естествоисп., 1890, XI.
- Терец Г. Я. Методика выделения монацита, циркона и роговой обманки из пород Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Ткачук Л. Г. Кіровоградсько-житомирський інтрузивний комплекс.— В кн.: Український кристалічний масив (геолого-петрологічний нарис). Київ, Вид-во АН УРСР, 1947.
- Ткачук Л. Г. Північно-західна частина Українського кристалічного масиву та її геолого-петрографічні особливості.— Геол. журн., 1954, XIV, вип. 3.
- Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Редкие земли в горных породах.— МГК. XXI сессия, проблема I. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Тугаринов А. И., Гаврилова Л. К., Голубчина М. Н. Эволюция изотопного состава свинца горных пород Приднепровья.— Труды VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибилова Е. В. О возрасте пород криворожской серии.— Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тугаринов А. И., Виноградов А. П. Проблемы геохронологии докембрия.— Бюллетень Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, вып. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горощенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита.— Геохимия, 1968, № 9.
- Тугаринов А. И. Об использовании вариаций изотопного состава свинца при изучении уранового региона.— Атомная энергия, 1968, 25, вып. 6.
- Усенко І. С. Ефузивно-дайковий комплекс.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947.
- Усенко І. С. О различных этапах формирования Украинского кристаллического массива.— ДАН СССР, нов. серия, 1954, 95, № 5.
- Усенко І. С. Про стратиграфію Українського кристалічного щита.— Геол. журн., 1955, XV, вип. 4.
- Усенко І. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Усенко І. С. Граниты Украинского кристаллического щита.— В кн.: Материалы II Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, Изд-во АН Аз. ССР, 1958.
- Усенко І. С., Бернадська Л. Г., Котловська Ф. І. Нові дані абсолютного віку постпротерозойських ефузивних порід.— Геол. журн., 1958, XVIII, вип. 5.
- Усенко І. С. Докембрійський кристалічний фундамент.— В кн.: Нікопольський марганцеворудний басейн. М., «Недра», 1964.
- Усенко І. С., Бернадская Л. Г., Щербаков И. Б. Магматические формации Украинского щита. Тезисы регион. петрогр. совещ. Киев, 1966.
- Усенко І. С. и др. Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Ушакова Е. Н. Биотиты.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Феофилактов К. М. О кристаллических породах губерний: Киевской, Волынской и Подольской.— Труды Ком. высоч. учреж. при имп. ун-те св. Влад. для опис. губ. Киевск. уч. округа, 1, 4. Киев, 1851.
- Хамрабаев И. Х. Об аксессуориях гранитоидов Западного Узбекистана.— Зап. Узб. Всесоюз. мин. об-ва, 1958, вып. 12.
- Хатунцева А. Я. До питання про вікові взаємовідношення бердичівських та житомирських гранітів.— Геол. журн., 1955, XV, вип. 1.
- Хатунцева А. Я., Ивантшин М. Н. Геологические формации северо-западной части Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.

- Хильтова В. А., Савельев А. А. К методике разделения орто- и параамфиболитов.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфические рудообразования. М., «Наука», 1970.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов.— *Геохимия*, 1969, № 3.
- Царовський І. Д. Деякі питання стратиграфії докембрію та використання акцесорного циркону для кореляції вивержених порід.— *Геол. журн.*, 1956, XVI, вип. 4.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Чирвинский В. Н. К вопросу о стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива.— Юбил. сб. к 50-летию науч. деятельн. В. И. Вернадского, М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Шафрановский И. И. Цирконы Вишневых Гор.— *Зап. Российск. мин. об-ва*, 1933, вып. 1.
- Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шоцкий И. И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бугской серии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм Балтийского щита и северной части Русской платформы.— *Материалы IV Всесоюзн. петрограф. совещ. Баку*, Изд-во АН Аз. ССР, 1969.
- Щербак М. П. Малі структурні форми в кристалічних породах верхів'я р. Тетерева.— *Геол. журн.*, 1958, XVIII, вип. 4.
- Щербак М. П. Про генезис гранато-піроксено-плагіоклазових порід Житомирщини.— *Геол. журн.*, 1959, XIX, вип. 4.
- Щербак М. П. Про ступінь надійності окремих критеріїв при визначенні вікових взаємовідношень між кристалічними породами докембрію.— *Геол. журн.*, 1960, XX, вип. 1.
- Щербак М. П. Геологія і акцесорна мінералізація докембрію верхів'я р. Тетерева. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Щербак М. П. Новий генетичний тип акцесорної рідкоземельної мінералізації на Українському кристалічному щиті.— *ДАН УРСР*, 1961, № 8.
- Щербак М. П., Сіроштан Р. І. Аналіз складу співіснуючих біотитів та рогових обманок в породах Українського щита.— *Геол. журн.*, 1965, XXV, вип. 4.
- Щербак Н. П., Бартницький Е. Н., Орса В. И. Возрастные соотношения гранитов Вольно-Подольи и Среднего Приднепровья Украинского щита.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1966, № 11.
- Щербак Н. П. и др. О двух эпохах гранитизации и магматизма в Украинском щите.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Щербак Н. П., Половко Н. И., Левковская Н. Ю. Изотопный возраст акцесорных минералов из нижней свиты криворожской серии.— *Геол. журн.*, 1969, 29, № 3.
- Щербина В. В. Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Щербаков І. Б. Про глиноземистість біотитів із метаморфічних порід.— *Геол. журн.*, 1965, XXV, вип. 1.
- Щербаков І. Б. О фациальных особенностях породообразующих минералов Среднего Побужья.— В сб.: Конституция и свойства минералов, вып. 1. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Юрк Ю. Ю. Петрология Уманского и Антоновского гранитных плутонов. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.
- Юрк Ю. Ю. Гранитные комплексы Украинского кристаллического массива.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1954, № 5.
- Юрк Ю. Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Ярошук М. А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толщи Володарских магнитных аномалий. Автореферат канд. дис., Ин-т геол. наук АН УССР, Киев, 1966.
- Ярошук Э. А. Докембрий Нижнего Побужья.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Ярошук Э. А. и др. Геологическая структура, тектоника и абсолютный возраст докембрия Нижнего Побужья.— *МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов*, М., «Наука», 1964.
- Ahrens L. H. The convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites (Rhodesia, Manitoba, Madagascar, Transvaal).— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1955, 7.
- Brousse R. Mode de formation des modules de cordierite du granite de la Palisse (Ardeche).— *Bull. Soc. franç. Miner. Crist.*, 1957, LXXX.
- Eskelmann F. D., Kulp J. L. Uranium lead method of age determination. Part I: Lake Athabasca problem.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, 67, 1.

- Eskola P. On the granulites of Lapland.—*Amer. Journ. Sci.*, Bowen Volume, 1952.
- Everden J. F. et al. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite.—*Amer. Journ. Sci.*, 1960, 258.
- Folinsbee R. E. Optic properties of cordierite in the cordierite—beryl structure.—*Amer. Miner.*, 1941, 26.
- Garlick D., Epstein S. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967, 31, 2.
- Goodspeed G. E. Xenoliths and skialiths.—*Amer. Journ. Sci.*, 1948, 246, 8.
- Hall A. J. The relation between colour and chemical composition in the biotites.—*Amer. Miner.*, 1941, 26, 1.
- Hogarth D. D. The apatite-bearing veins of Nisikkatch Lake, Saskatchewan.—*Canadian Miner.*, 1957, 6.
- Iiyama T. Transformation des formes haute temperature de la cordierite.—*C. R. Acad. Sci.*, 1958, 246.
- Leake B. E. Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites.—*Amer. Min.*, 1960, 45.
- Mason B. Metamorphism in the Southern Alps of New Zealand.—*Bull. Amer. Museum. Natur. History*, 1962, 123, 4.
- Mathias M. An unusual cordierite rock from Upington, Cape Province.—*Min. Magaz.*, 1952, 29.
- Morgan J. H., Auer M. L. Optical, spectrographic and radioactivity studies of zircon.—*Amer. Journ. Sci.*, 1941, 239, 4.
- Murata K. J. et al. Composition of monazites from pegmatites in Eastern Minas Gerais, Brazil.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, 16, 1/3.
- Nicolaysen L. O. Solid diffusion in radioactive minerals and the measurement of absolute age.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1957, 11.
- Nockolds S. R. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks.—*Amer. Journ. Sci.*, 1947, 245, 7.
- Nockolds S. R. Average chemical composition of some igneous rocks.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, 65, 10.
- Sahama T. The rare earth content of wiikite.—*Bull. Comiss. Geol. Finlande*, 1939, 125.
- Schweyer W., Yoder H. S., Aldrich L. T. Synthesis of an argon—bearing cordierite.—*Carnegie Inst. Wash. Yrbk*, 1960, 59.
- Schreyer W., Yoder H. S. The system Mg-cordierite—H₂O and related rocks. N.—*Jahrb. Mineral. Abh.*, 1964, 101.
- Stieff L. R., Stern T. W. Graphic and algebraic solutions of the discordant lead-uranium age problem.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1961, 22.
- Tilton G. R. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages.—*Journ. Geophys. Res.*, 1960, 65, 9.
- Tilton G. R., Nicolaysen L. O. The use of monazites for age determination.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1957, 11.
- Tomita T. Geologic significance of the color of granite zircon, and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan.—*Mem. Fac. Sci., Kynshu Univ.*, 1954, 4, 2.
- Tuttle O. F., Bowen M. N. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O⁸—KAlSi₃O⁸SiO₂—H₂O.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1960, 74.
- Wetherill G. W. An interpretation of the Rhodesia and Witwaters random age patterns.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1956, 9, 5—6.
- Yoder H. S., Stewart D. B. and Smith J. R. Ternary feldspars.—*Carnegie Ins. Wash. Yrbk.*, 1957, 56.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Г Л А В А I. Краткий обзор изученности докембрия	5
Г Л А В А II. Основные черты геологического строения	12
Г Л А В А III. Особенности состава кристаллических пород гнейсовых серий	17
Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы	19
Биотито-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты	23
Пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы	25
Лейкократовые гнейсы (гранулиты)	27
Метаморфизованные карбонатные породы	28
Петрохимические особенности метаморфических пород	30
Состав породообразующих минералов как критерий степени метаморфизма кристаллических пород	33
Г Л А В А IV. Геология и петрография гранитоидов	38
Бердичевский комплекс	38
Автохтонные граниты и мигматиты	39
Сингенетические пегматиты и пегматоидные граниты	50
Темноцветные минералы	52
Побужский комплекс	54
Геологические соотношения аллохтонных гранитов и эпигенетических пегматитов с вмещающими породами	55
Петрография и минералогия гранитов побужского комплекса	58
Кировоградско-житомирский комплекс	65
Геологические условия залегания	66
Особенности петрографического состава	69
Г Л А В А V. Петрохимические особенности гранитов и пегматитов	76
Характерные особенности химического состава гранитов и пегматитов	77
Сравнение средних химических составов гранитов и пегматитов	81
Г Л А В А VI. Состав породообразующих минералов	87
Калиевый полевой шпат	87
Слюда	91
Гранат	98
Кордиерит	104
Сосуществующие пары минералов	105
Г Л А В А VII. Акцессорные минералы	108
Монацит	110
Циркон	118
Апатит, сфен, ортит	123
Ильменит, магнетит	128

ГЛАВА VIII. Разделение редких земель в ходе процессов гранитообразования	130
Методика выделения акцессорных и породообразующих минералов	130
Методика анализа редкоземельных элементов	132
Распределение редкоземельных элементов в породообразующих и акцессорных минералах	136
Содержание и состав редких земель в гнейсах и гранитах	151
Баланс редких земель в кристаллических породах	166
Перераспределение редкоземельных элементов в ходе минеральных преобразований кристаллических пород	170
ГЛАВА IX. Датирование акцессорных, породообразующих минералов и кристаллических пород	176
Геохронологическая изученность докембрия западной части Украинского щита	176
О влиянии некоторых геологических процессов на смещение изотопных отношений в акцессорных радиоактивных минералах	179
Особенности распределения изотопов свинца в гранитах и их породообразующих минералах	189
Изотопный возраст кристаллических пород гнейсово-мигматитовой толщи	195
Изотопный возраст гранитов и пегматитов бердичевского, побужского и Кировоградско-житомирского комплексов	203
Свинцово-изохронный возраст акцессорных минералов	208
О природе расходящихся значений изотопного возраста сосуществующих минералов	214
Опорные изотопно-геохронологические даты западной части Украинского щита	219
ГЛАВА X. Геохронологическое расчленение докембрия западной части Украинского щита	223
Надежность отдельных критериев при определении соотношений между разновозрастными кристаллическими породами	223
Пересечение одних разновидностей кристаллических пород другими	224
Ксенолиты древних образований среди вмещающих пород	225
Различия морфологии складчатых структур, к которым приурочены тела гранитов	227
Различия в характере акцессорной минерализации разновозрастных комплексов гранитов	228
Минералого-петрографические различия между разновозрастными кристаллическими породами	228
Различие геологических разрезов гнейсово-мигматитовой толщи отдельных районов	229
Изотопный возраст	230
Геохронологическая схема докембрия западной части Украинского щита	231
Корреляция гнейсовых серий и комплексов гранитов западной и центральной частей Украинского щита :	235
ГЛАВА XI. Происхождение гранитов	239
Термодинамические условия образования гранитов	239
Физико-химическая направленность и геохимическая специализация процессов гранитообразования	246
Заключение	257
Литература	261

ЩЕРБАК НИКОЛАЙ ПЕТРОВИЧ
ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *Р. И. Бычкова*
Художественный редактор *И. П. Антонюк*
Технический редактор *И. А. Ратнер*
Корректоры *А. С. Улезко, Г. И. Цыбенко*

Сдано в набор 13.XII 1974 г. Подписано к печати 4. IX 1975 г. БФ 00244.
Зак. 4—2923. Изд. 97. Тираж 1000. Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Физ. печ. листов
17+1 вклейка на тиражной бумаге + 1 печ. л. на мелованной бумаге. Усл.
печ. листов. 25,9. Учетно-изд. листов 24,94. Цена 2 руб. 73 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев-4, Репина, 3.

Отпечатано с матриц головного предприятия республиканско-
го производственного объединения «Полиграфкнига» Госком-
издата УССР в Нестеровской городской типографии Львов-
ского облполиграфиздата, г. Нестеров, ул. Горького, 8, зак. 6616.

1472

2. 1/6. 13 коп.

НАУКОЗНАТЕЛЬСТВО