# ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

# ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

4742

Институт геологических наук АН Арм.ССР
Библиотека
Республиканский фонд

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1984

УДК 551.26 (477)

**Гранитоидные формации Украинского щита** / Щербаков И. Б., Есипчук К. Е., Орса В. И. и др.— Киев : Наук. думка, 1984.— 192 с.

В монографии рассмотрены основные закономерности раннедокембрийского гранитообразования. Обосновано выделение гранитоидов двух типов — прогрессивных (в мобильных зонах) и регрессивных (в стабилизированных блоках). Предложена схема формационного расчленения, основанная на принципах места гранитоидов в истории тектонического развития щита, состава пород и положения в структурной зоне. Дана краткая характеристика главнейших гранитоидных комплексов. Рассмотрены эволюция химического состава гранитоидов, распределение в них редких элементов, особенности состава породообразующих и акцессорных минералов. Обобщен обширный опыт радиоизотопного датирования гранитоидов на основе изохронного метода.

Для геологов, занимающихся проблемами петрологии докембрия, и студентов геологической специальности.

Ил. 30. Табл. 42. Библиогр.: с. 182—189 (241 назв.).

Авторы

И. Б. ЩЕРБАКОВ, К. Е. ЕСИПЧУК, В. И. ОРСА,
И. С. УСЕНКО, Е. Н. БАРТНИЦКИЙ, Е. Н. ГОЛУБ,
Б. А. ГОРЛИЦКИЙ, С. П. КИРИЛЛОВ, Л. И. ЗАБИЯКА,
И. Д. ЦАРОВСКИЙ, В. К. ОСАДЧИЙ

Ответственный редактор

Н. П. ЩЕРБАК

Рецензенты

В. А. СЛИПЧЕНКО, А. И. СТРЫГИН

Редакция литературы о Земле

Г $\frac{1904020000-262}{M221(04)-84}$ 233-84

© Издательство «Наукова думка», 1984

# ВВЕДЕНИЕ

Проблема гранитов — их происхождение, корреляция и рудоносность — всегда была центральной проблемой геологии. На Украине, если начать отсчет с выделения К. М. Феофилактовым в 1851 г. чудновского типа гранита, эта проблема имеет почти полуторавековую историю. Нельзя не вспомнить блестящие исследования классиков отечественной петрологии — Н. И. Безбородько и В. И. Лучицкого. Выделенные ими типы гранитов с небольшими дополнениями до сих пор составляют основу формационного расчленения гранитоидов. Не потерял своего значения и принцип петрогенетического районирования, разработанный Н. И. Безбородько. Сегодня мы отдаем дань уважения петрографам, чьими трудами накоплена сумма знаний о гранитах Украинского щита: П. П. Пятницкому, В. Н. Чирвинскому, П. И. Лебедеву, Ю. Ир. Половинкиной, А. А. Полканову, В. С. Соболеву, Ю. Ю. Юрку, М. Н. Ивантишину, Л. Г. Ткачуку, Н. П. Семененко, И. Л. Личаку и многим другим ученым.

Учение о геологических формациях — всецело достижение отечественной геологии. Заложенное в работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга понятие «петрографическая формация» с течением времени превратилось в самостоятельную отрасль геологической науки, которую развивали Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Ю. А. Кузнецов, В. И. Попов, В. В. Белоусов, Е. К. Устиев и др. Надо заметить, что у истоков учения о формациях были и украинские геологи — В. Е. Тарасенко, Н. И. Безбородько, Н. И. Свитальский, И. Г. Сагайдак; они выделяли по разным признакам сообщества магматических и метаморфических пород, применяя петрографическую терминологию того времени.

Особенно трудно учение о формациях развивалось в применении к толщам докембрия; настолько трудно, что некоторую часть геологов поразило неверие в возможности самого метода. В определенной степени это обусловлено продолжающейся и ныне бесплодной борьбой двух направлений в учении о формациях — генетического и парагенетического. Авторы настоящей работы всегда были за конструктивное решение: приняв за основу парагенетический подход к выделению формаций, они считают конечной целью определение генетической сущности членов формации. На такой основе была составлена классификация геологических формаций Украинского щита [180] и схема формационного расчленения геосинклинальных гранитоидов [177]. В последней классификации формации выделялись по возрасту (ряды формаций) и составу (серии формаций). *PT*-условия формирования гранитоидов служили основанием выделения субформаций. В настоящей работе использованы два равноправных критерия — структурно-тектонические условия формирования гранитоидов и их состав.

Плодотворное применение формационного анализа стало возможным только после коренного перелома во взглядах на происхождение гранитоидов, который произошел в начале 70-х гг. Имеется в виду решительный крен в

сторону представлений о коровой природе подавляющей массы гранитов докембрия. Авторы убеждены, что пока нет никаких фактов, кроме чисто гипотетических, которые бы подтверждали внекоровое рождение гранитных магм. Наоборот, имеется масса фактов, свидетельствующих о теснейшей связи большей части гранитоидов докембрия с вмещающими толщами. Для автохтонных гранитов эта связь выражается в общности геологических структур, петрохимическом подобии состава пород, поразительном, иногда в пределах точности анализов, сходстве состава главных породообразующих минералов гранитов и реликтов субстрата, в их геохимическом родстве, в близости *PT*-условий формирования гранитоидов и вмещающих толщ. Аллохтонные граниты чужды вмещающей толще, но и для них иногда можно установить тип исходных пород или аналоги в толщах с более низким эрозионным срезом. Состоявшийся в 1972 г. в г. Ленинград симпозиум по специфике докембрийского магматизма показал, что представлений о коровом происхождении гранитоидов придерживается большинство геологов-докембристов. По-видимому, только такой подход может оказаться плодотворным при оценке рудогенерирующей способности гранитоидов и при использовании их как индикаторов тектонического режима.

Значительное место в предлагаемой читателю книге занимает фактический материал — описание конкретных комплексов. В очень краткой, справочной форме изложены сведения об изученности комплексов, их составе, геолого-структурном положении, петрографии, породообразующих и акцессорных минералах, петрохимии, возрасте и генезисе. Для каждого комплекса определены «типоморфные» признаки, облегчающие их корреляцию. Авторы уверены, что необходимость сведения обширного материала по гранитоидам давно назрела. Вместе с тем они далеки от мысли, что справочный материал является исчерпывающим. Вопреки бытующему мнению о сравнительно детальной изученности гранитоидов Украинского щита выявилось множество белых пятен в наших знаниях об объекте исследования, резко неравномерное распределение информации. Насущной задачей последующей работы должно стать накопление необходимого набора недостающих формально-петрографических сведений о всех сколько-нибудь заметных гранитных массивах с тем, чтобы вновь вернуться к их обобщению.

Работа с гранитоидами на формационном уровне позволила более корректно представить петрохимические и геохимические данные. С их помощью показана необратимость эволюции состава гранитоидов от пород повышенной основности к существенно калиевым лейкократовым. Установлено, что содержание некоторых микроэлементов и их отношения изменяются настолько закономерно, что могут рассматриваться в ранге показателей относительного возраста гранитных комплексов. Такой же систематизации подвергнут обширный банк цифр изотопного возраста. Весь материал недавно изданного «Каталога изотопных дат Украинского щита» [63] просмотрен с позиций формационного анализа и соответственно упорядочен.

Авторы отдают себе отчет, что в одной монографии невозможно охватить все стороны гранитной проблемы, поэтому и ограничились только ее формационным аспектом. Задачей ближайшего будущего является разработка комплекса строгих критериев распознавания, расчленения и корреляции гранитоидов на формационной основе и далее — разбраковка потенциально рудоносных и безрудных комплексов.

Работа выполнялась в Институте геохимии и физики минералов АН УССР, вклад исполнителей указан в оглавлении. Авторы благодарны своим помощникам — В. Н. Борко, В. Н. Минеевой, Л. В. Фастовец, Л. В. Семке, Н. Г. Таран, В. С. Комарову за труд по техническому оформлению книги.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

## 1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит располагается в юго-западной части Восточно-Европейской платформы и представляет собой сильно приподнятый участок ее докембрийского фундамента. В плане эта структура захватывает центральные районы Украинской ССР, протягиваясь с юго-востока на северо-запад больше чем на 1000 км — от северного побережья Азовского моря до границы с Белоруссией в районе городов Сарны — Овруч. Основная часть щита расположена на правобережье р. Днепр, и только самая юго-восточная часть, начиная примерно от г. Кременчуг, а главным образом уже ниже г. Днепропетровск, переходит на левобережье. Максимальная его ширина — от р. Днестр в районе г. Могилев-Подольский до р. Рось в районе г. Белая Церковь — не превышает 250 км, а в районе городов Днепропетровск — Запорожье она уменьшается до 100—50 км.

В качестве самостоятельной структуры в составе Восточно-Европейской платформы Украинский щит окончательно обособился в раннем палеозое, в связи с формированием Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин, ограничивающих его с северо-востока, юга и юго-запада. В районе этих впадин докембрийский фундамент максимально погружен на глубины до 10—15 км, перекрываясь рифейскими, палеозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями. Погружение кристаллического фундамента на склонах щита осуществляется по сериям ступенчатых сбросов, между которыми его поверхность имеет довольно пологий наклон в стороны впадин. Ширина склонов щита, в пределах которых глубина залегания фундамента не превышает 500 м, изменяется от 20 до 70 км. Более интенсивное погружение фундамента по серии сближенных сбросов наблюдается в узкой тектонической зоне сочленения щита с Донецким складчатым сооружением. И наоборот, менее резко выражено погружение фундамента в западной части щита, где он граничит с Волыно-Подольской плитой. В пределах последней докембрийский кристаллический фундамент перекрыт толщей рифейских, палеозойских и мезо-кайнозойских отложений максимальной мощностью до 5 км. На крайнем севере щит ограничен Припятским прогибом, который отделяет его от Белорусской антеклизы.

На большей части территории щита породы кристаллического фундамента перекрыты сравнительно маломощным чехлом (до 100 м) осадков палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Выходы кристаллических пород на дневную поверхность наблюдаются главным образом в долинах рек и балок. Только в пределах крайней северо-западной и юго-восточной (приазовской) частей щита обнажения пород фундамента встречаются и на водораздельных пространствах.

Несмотря на сравнительно слабую обнаженность, Украинский щит относится к числу наиболее детально и всесторонне изученных районов развития докембрия на территории Советского Союза. Это достигнуто проведением на

Рис. 1. Схема районирования Украинского щита:

*1* — Северо-Западный; *2* — Днестровско-Бугский; *3* — Росинско-Тикичский; *4* — Ингуло-Ингулецкий; *5* — Среднеприднепровский; *6* — Приазовский

всей его площади среднемасштабной и на большей части крупномасштабной геологической съемки с применением глубокого бурения, широким развитием комплексных геофизических исследований, в частности глубинного сейсмического зондирования, а также углубленным познанием петрогенезиса и геохимии геологических процессов, происходивших в докембрии. На сегодняшний день у нас есть вполне надежные данные о площадном распространении на территории щита различных метаморфических, магматических и метасоматических формаций, об их геологических соотношениях и особенностях состава и внутреннего строения, о связи тех или иных формаций с определенными физическими полями, и на этой основе мы можем интерпретировать геофизические данные о глубинном строении земной коры в рассматриваемом регионе. По большинству магматических комплексов и супракрустальных серий получены надежные изотопные данные, позволяющие уточнить основные стратиграфические рубежи и датировать время проявления таких геологических процессов, как вулканизм, седиментация, метаморфизм, магматизм и гранитизация.

Украинский щит имеет блоковое строение. Блоки первого порядка разделяются глубинными разломами субмеридионального простирания. Эти разломы хорошо фиксируются на сейсмических профилях по значительным (до 5—10 км) смещениям основных скоростных границ (разделы Мохоровичича и Конрада); им соответствуют либо протяженные локальные гравитационные минимумы, либо же отчетливые уступы в гравитационном поле. В отдельных случаях к таким разломам приурочены тела ультраосновных пород. Обычно они сопровождаются интенсивными деформациями, тектоническими брекчиями, зонами катаклаза и милонитизации с наложенным кристаллобластезом.

На щите выделяются шесть блоков первого порядка (мегаблоков), которым отвечают по площади шесть структурно-геологических районов (с северо-запада на юго-восток): Северо-Западный, Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский, Ингуло-Ингулецкий, Среднеприднепровский и Приазовский (рис. 1). Своеобразие геологического строения каждого из этих районов обусловлено различным тектоническим режимом, характером осадконакопления, магматизма и условий проявления метаморфических процессов. Так, только в Северо-Западном районе развита практически неметаморфизованная вулканогенно-осадочная толща пород позднепротерозойского возраста (овручская серия). К этому и Ингуло-Ингулецкому районам приурочены своеобразные субплатформенные интрузии коростенского и корсунь-новомиргородского комплексов. Днестровско-Бугский район отличается наиболее широким развитием архейских метаморфических пород гранулитовой фации, что несколько сближает его с Приазовским. Наоборот, в Росинско-Тикичском и Среднеприднепровском районах архейские супракрустальные толщи метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации. В Среднеприднепровском районе, кроме того, метаморфические серии и гранитоидные комплексы имеют наиболее древний возраст; главным образом к этому району приурочены железорудные толщи архейского и раннепротерозойского возраста, а также синклинальные структуры, сложенные зеленокаменными породами. Специфику Приазовского района составляет своеобразный платформенный магматизм, выразившийся в формировании комплекса щелочных и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Подобные породы выявлены и в Днестровско-Бугском районе, что еще раз подчеркивает сходство их геологической истории.

**Северо-Западный район** назван так по приуроченности его к северо-западной окраине Украинского щита. От смежных Росинско-Тикичского и Днест-

ровско-Бугского районов он отделяется субмеридиональным Брусиловским и субширотным Андрушевским глубинными разломами.

Из супракрустальных образований в этом районе наиболее широко развиты породы нижнепротерозойской тетеревской серии. В ее составе выделяются три свиты: виленская, кочеровская и городская. Нижняя виленская сложена биотитовыми гнейсами и сланцами, иногда с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом, титаномагнетитом, вмещающими прослои амфиболитов (мощность ее до 2000 м). Вышележащая кочеровская свита представлена толщей слабометаморфизованных карбонатных и карбонатно-терригенных пород, среди которых преобладают мраморы, кальцифиры, амфибол-диопсидовые, диопсидовые и амфибол-биотитовые сланцы; подчиненным развитием пользуются амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты, кварциты и метапесчаники (мощность свиты до 5000—6000 м). Заканчивает разрез тетеревской серии городская свита, по составу сходная с виленской. Многие считают, что это одна и та же свита, относящаяся к низам серии, но местами, в опрокинутых структурах, залегающая на кочеровской.

Супракрустальная толща вмещает пластовые интрузии основного и ультраосновного состава. Породы тетеревской серии совместно с основными интрузиями сравнительно слабо и неравномерно гранитизированы, мигматизированы и вмещают параавтохтонные массивы равномернозернистых и порфировидных гранитов житомирского комплекса, а также локально развитые небольшие аллохтонные массивы гранитоидов быстреевского и букинского комплексов.

В северо-западной части района развит своеобразный комплекс пород, выделяемый под названием осницкого. Это преимущественно гранодиориты, а также диориты и граниты, вмещающие ксенолиты основных, средних и кислых вулканитов, выделяемых в самостоятельную клесовскую серию. Последняя по времени образования несколько моложе тетеревской серии, а вмещающие ее останцы гранитоиды осницкого комплекса синхронны житомирскому комплексу (ранний протерозой).

В Северо-Западном районе архейские супракрустальные образования выделяются в значительной степени условно; они представлены пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и пироксеновыми гнейсами, подобными слагающим днестровско-бугскую серию. Эти образования встречаются в виде небольших по площади останцов среди житомирских гранитов и мигматитов и коростенских гранитов. Возможно, архейскими являются также плагиограниты и плагиомигматиты (или хотя бы часть из них), которые пока принято относить к житомирскому комплексу.

Особенность Северо-Западного района составляет приуроченность к нему крупного интрузивного массива, сложенного гранитами рапакиви, габбро-анортозитами и габбро-норитами (Коростенский плутон). Время его формирования относится к концу раннего протерозоя. В кровле этого массива встречаются останцы песчаников, конгломератов и сланцев пугачевской серии, представляющих субплатформенные супракрустальные образования позднего протерозоя. Перекрываются породы коростенского комплекса уже типично платформенной вулканогенно-осадочной толщей овручской серии. К платформенному этапу относится также формирование интрузивно-метасоматических апогранитов пержанского комплекса и становление дайкового комплекса преимущественно диабазов, которые, кстати, широко развиты и во всех остальных районах щита.

**Днестровско-Бугский район** представляет собой крайний юго-западный выступ Украинского щита, образуя «гранулитовую дугу» с центром в Росинско-Тикичском районе. На востоке вдоль Первомайского и Ядлово-Тактемировского разломов Днестровско-Бугский район граничит с Ингуло-Ингулецким, на севере, по широтному Андрушевскому разлому — с Северо-Западным. С Росинско-Тикичским районом границы частью тектонические по Савранско-Тальновско-Мироновскому и Прибугскому разломам, частью переходы постепенные.

Самые древние породы в Днестровско-Бугском районе представлены днестровско-бугской серией архейского возраста, состоящей из двух свит. Нижняя

тывровская свита сложена преимущественно пироксен-плагиоклазовыми гнейсами и кристаллосланцами, а в составе верхней березнинской свиты преобладают гранат-биотитовые, местами с силлиманитом и кордиеритом гнейсы и плагиогнейсы при подчиненной роли гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев с маломощными прослоями кальцифиров. Супракрустальная серия вмещает интрузии основных и ультраосновных пород и совместно с ними подвергается гранитизации с образованием эндербитов гайворонского комплекса возрастом около 2900 млн. лет.

К нижнему протерозою относится супракрустальная толща пород бугской серии, в составе которой мы считаем целесообразным выделять только две свиты: кошаро-александровскую, сложенную преимущественно полевошпатовыми кварцитами и силлиманит-гранат-биотитовыми (местами с графитом) гнейсами с подчиненными прослоями пироксенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев (мощность свиты до 800 м); хощевато-завальевскую, характеризующуюся преобладанием карбонатных пород и графитовых гнейсов, которые ассоциируют с гранат-биотитовыми и пироксеновыми гнейсами и пироксен-магнетитовыми кварцитами (мощность до 3500 м). Породами бугской серии сложены сравнительно небольшие (до 10—12 км в поперечнике) синклинорные структуры, располагающиеся среди обширных полей развития пород нижнего структурного этажа, подвергшихся повторной гранитизации и тектонической переработке в раннепротерозойское время. Гранитоиды протерозойского возраста, приуроченные главным образом к устойчивым блокам ранней консолидации, представлены диоритами, гранодиоритами и гранитами гайсинского (собитового) комплекса, эндербитами, чарнокитами и гранитами бердичевского комплекса.

В Днестровско-Бугском районе известны также интрузивные и интрузивно-метасоматические образования субплатформенного этапа: рапакивиподобные граниты, небольшой массив которых выявлен в крайней юго-западной части района (Приднестровье), щелочные и щелочно-ультраосновные породы проскуровского комплекса, скарновые образования и щелочные метасоматиты Лукашевского района (возле г. Винница).

**Росинско-Тикичский район** располагается между Ингуло-Ингулецким и Днестровско-Бугским районами, причем последний окружает его с запада, юга и юго-запада. От Ингуло-Ингулецкого района Росинско-Тикичский отделен Ядлово-Трактемировским глубинным разломом, от Северо-Западного — субмеридиональным Брусиловским.

Супракрустальную основу Росинско-Тикичского района составляют породы росинско-тикичской серии: амфиболсодержащие и биотитовые гнейсы, плагиогнейсы и амфиболиты вулканогенного и первично-осадочного происхождения, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. В районе известны также проявления высокометаморфизованных пород гранулитовой фации (Володарская магнитная аномалия) и высокой амфиболитовой субфации (Белоцерковская магнитная аномалия). В составе этих разрезов установлены двупироксен-плагиоклазовые и пироксен-амфиболовые плагиогнейсы и кристаллосланцы, железистые кварциты, а в верхней части — кальцифиры и мраморы.

Высокометаморфизованные породы интенсивно диафторированы в амфиболитовой фации, особенно в мелких структурах. И. Б. Щербаков рассматривает эти гранулиты как реликтовые выступы или останцы гранулито-гнейсового основания, считая, таким образом, всю росинско-тикичскую серию толщей диафторитов по породам днестровско-бугской серии.

Гранитоиды района представлены плагиогранит-гранодиоритовыми звенигородским и тетиевским комплексами предположительно позднеархейского возраста, а также нормальными гранитами уманского, росинского, богуславского и ставищенского комплексов. Последние являются продуктом раннепротерозойской тектоно-магматической активизации и образовались за счет вещества прогеосинклинального структурного этажа.

**Ингуло-Ингулецкий район** примыкает с запада к Среднеприднепровскому, отделяясь от него Криворожско-Кременчугской зоной разломов. Восточная

граница района проходит по системе Ядлово-Трактемировского и Первомайского разломов. Следует отметить, что, несмотря на ряд признаков, общих для всей территории Ингуло-Ингулецкого района, последний в геолого-структурном отношении не представляет единого целого и по особенности геологического строения может быть расчленен на четыре структурно-фациальные зоны. Две из них характеризуются доминирующим развитием гнейсовых толщ и в структурном отношении соответствуют крупным синклинориям — Братскому, занимающему западную часть района, и Ингуло-Ингулецкому, расположенному в пределах его восточной части. Между этими структурами обособляется антиклинарная зона преимущественного развития гранитоидов, слагающих Новоукраинский массив и сложный Корсунь-Новомиргородский плутон. В восточной части района между Западно-Ингулецким и Криворожско-Кременчугским разломами выделяется довольно своеобразная зона, известная в геологической литературе под названием Западно-Ингулецкой. Эта зона в некотором отношении является переходной между Среднеприднепровским и Ингуло-Ингулецким районами.

Наиболее древние в описываемом районе супракрустальные толщи и гранитоиды развиты в пределах Западно-Ингулецкой полосы, где они входят в состав донижнепротерозойского фундамента. Наличие такого фундамента здесь доказано геологическими наблюдениями и подтверждено радиогеохронологическими данными [218]. Супракрустальные толщи представлены гнейсами и амфиболитами, вероятнее всего метаосадочного происхождения, иногда с прослоями железистых кварцитов и других пород. Почти повсеместно эти образования, выделявшиеся одно время под названием «реевской» толщи, подвергались интенсивной мигматизации и замещению гранитоидами с отчетливой натриевой специализацией. Вопрос о положении «реевской» толщи в разрезе архея Украинского щита остается открытым, во всяком случае параллелизация ее с конкско-верховцевской серией вряд ли возможна в связи с весьма существенными различиями в характере их разрезов. Очевидно, эту толщу целесообразно выделить в самостоятельную серию, сохранив за ней название реевской. Плагиогранитоиды, связанные с этой толщей, выделяются в ингулецкий комплекс архейского возраста.

Из нижнепротерозойских супракрустальных образований в Ингуло-Ингулецком районе широко распространены метаморфические породы ингуло-ингулецкой серии. Согласно схеме УРМСК (1978), в составе этой серии выделяются пять свит: зеленореченская, артемовская, родионовская, спасовская и чечелеевская. Зеленореченская свита, мощностью около 300 м, сложена амфиболитами, амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и полевошпатовыми кварцитами. В составе вышележащей артемовской свиты, также характеризующейся небольшой мощностью, главную роль играют биотитовые, амфиболовые, гранат- и силлиманит-биотитовые гнейсы и сланцы, а также силикатно-магнетитовые и магнетитовые кварциты. Родионовская свита сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, различными сланцами, кальцифирами, мраморами, графит-биотитовыми гнейсами, гранат-графит-биотитовыми гнейсами и другими породами. Образования спасовской свиты представлены гиперстен-биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами, а также амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Завершает разрез ингуло-ингулецкой серии чечелеевская свита, в составе которой преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (иногда с силлиманитом и кордиеритом); мощность этой свиты более 2000 м.

Раннепротерозойские гранитоиды представлены кировоградским, новоукраинским и корсунь-новомиргородским комплексами. Необходимо отметить, что между гранитоидами первых двух комплексов имеются несомненные генетические связи. Необходимость их раздельного рассмотрения обусловлена различными фациальными условиями их формирования.

**Среднеприднепровский район.** Особенности геологического строения Среднеприднепровского района (мегаблока) дают полное основание для отнесения его к категории гранитно-зеленокаменных областей, установленных в пределах почти всех древних щитов планеты. Он был стабилизирован уже в позднем

архее [115, 117] и в дальнейшем геологическом развитии щита принимал участие в виде достаточно жесткого сооружения, в пределах которого эндогенные процессы раннепротерозойского времени проявились весьма незначительно.

В Среднеприднепровском мегаблоке выделяются два типа структурных доменов: крупные положительные структуры, ведущую роль в строении которых играют гранитоиды и гнейсо-мигматитовые толщи (гранит-мигматитовые поля), и синклинорные структуры, сложенные относительно слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями с довольно высоким удельным весом в их составе продуктов основного вулканизма (зеленокаменные толщи). Преобладающие по площади гранит-мигматитовые поля являются для зеленокаменных образований как бы фоном или цементирующей массой. Отдельные структуры этого типа имеют в плане округлую или овальную форму и окаймляются со всех сторон зеленокаменными породами, что послужило основанием выделить все межсинклинорные зоны развития гранитоидов в качестве гнейсо-мигматитовых куполов и валов [62].

Синклинорные структуры имеют в плане либо неправильную, нередко весьма причудливую форму (Верховцевская, Сурская, Чертомлыкская), либо линейную. Последние образуют в совокупности отчетливо выраженные пояса преимущественно субмеридиональной ориентировки (Конкско-Белозерский и Восточно-Саксаганский). Линейная форма структур характерна для периферических зон мегаблока, неправильная — для центральных.

До недавнего времени преобладали и сейчас разделяются многими исследователями представления о том, что гранит-мигматитовые поля образовались в результате гранитизации тех же зеленокаменных толщ, которые ныне локализованы в синклинорных структурах. Такое мнение в значительной мере обусловлено близостью изотопных датировок, полученных по гранитоидам и породам зеленокаменного комплекса. Между тем имеется немало данных, которые позволяют рассматривать амфиболито-гнейсовый субстрат мигматитов и значительную часть гранитоидов района в качестве компонентов регенерированного нижнеархейского сиалического слоя, послужившего в свое время фундаментом для верхнеархейских зеленокаменных толщ. Об этом свидетельствует более сложный (включающий больше этапов деформаций) характер структурной эволюции гранито-гнейсового комплекса по сравнению с зеленокаменным, различные степень и характер метаморфических и ультраметаморфических процессов, охвативших эти комплексы, наличие многочисленных древних дайкообразных тел, вовлеченных позже в деформации совместно с зеленокаменными толщами, и многие другие наблюдения, на которых здесь просто невозможно остановиться.

Древнейшие супракрустальные образования Среднего Приднепровья представлены аульской серией (ранний архей). В ее составе выделяются две разнородные толщи, возрастные соотношения между которыми еще окончательно не выяснены [117]. Днепропетровская толща сложена в основном амфиболитами, биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллосланцами и, судя по некоторым косвенным признакам, является более древней. В составе вольнянской толщи преобладают биотитовые гнейсы, а амфиболиты и другие породы находятся в подчиненном количестве. Эти образования метаморфизованы в основном в условиях амфиболитовой фации. Диафторированные реликты гранулитовых ассоциаций встречены лишь в отдельных зонах, тяготеющих к восточной части мегаблока [15]. Не исключено, что породы гранулитовой фации имели более широкое распространение и впоследствии в условиях ретроградного метаморфизма были полностью преобразованы в породы с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации.

Раннеархейские гранитоиды представлены днепропетровским комплексом, в составе которого преобладают тоналито-гнейсы и другие типы огнейсованных плагиогранитоидов. Полученные по ним изотопные датировки пока не превышают 3000 млн. лет и обычно соответствуют значениям, которыми характеризуются и все образования следующего структурного яруса. Причина этого не совсем ясна, но наиболее вероятно допустить геохронологическое «омоложение» пород фундамента вследствие интенсивной переработки.

Зеленокаменные толщи Среднего Приднепровья, относимые по возрасту к позднему архею, объединяются в конкско-верховцевскую серию. Несмотря на невыдержанность разрезов конкско-верховцевской серии в пределах разных структур и даже разных участков одной и той же структуры, намечается определенная последовательность в чередовании слагающих ее пород, позволившая произвести расчленение серии на три свиты (снизу вверх): конкскую, белозерскую и тепловскую. Конкская свита (мощность от 4 до 6,5 км) сложена матадиабазами, метапикритами, метапорфиритами и метакератофирами с подчиненными прослоями (главным образом в верхних частях разреза) железистых кварцитов, кварц-серицитовых, эпидот- и биотит-хлоритовых сланцев.

В составе белозерской свиты (2,5 км) в большинстве структур преобладают парапороды: метапесчаники, метаалевролиты, гравелиты, конгломераты, кварц-хлорит-серицитовые и кварц-биотитовые сланцы, железистые кварциты. Наряду с ними, особенно в нижней части разреза, присутствуют метаэффузивы, которые в разрезе некоторых структур (например, Верховцевской) преобладают. Тепловская свита, наиболее полно представленная в Верховцевской структуре, сложена метавулканитами разного состава, преимущественно основными, чередующимися с метапесчаниками, кварц-амфиболовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами (мощность до 400 м). Нижняя возрастная граница конкско-верховцевской серии соответствует времени кристаллизации циркона из апокератофиров конкской свиты, определенному уран-торий-свинцовым методом, и составляет 3200 млн. лет [215]. Верхняя возрастная граница устанавливается по времени внедрения тоналитов сурского типа, возраст которых по свинцово-свинцовому отношению равен 2980—2930 млн. лет [218].

Позднеархейские гранитоиды расчленены на пять комплексов: существенно тоналитовый сурский, включающий упомянутые выше тоналиты сурского типа, демуринский палингенно-метасоматический гранит-гранодиоритовый и два аллохтонных калиевых гранитов — мокромосковский позднескладчатый и токовский постскладчатый. Отдельную группу составляют жильные аплит-пегматоидные граниты.

В самой западной части района в пределах субмеридиональной трогообразной Криворожско-Кременчугской структуры, подобной Сорокинской, Гуляйпольской и другим в Приазовском районе, развиты нижнепротерозойские образования криворожской серии. В ее основании залегает мощная (до 1200 м) толща амфиболитов, метадиабазов и амфиболовых сланцев с подчиненными прослоями кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых и кварц-биотитовых сланцев, метапесчаников и метагравелитов, выделяемая под названием новокриворожской свиты. Выше располагается скелеватская свита (50—500 м), сложенная метапесчаниками и метаконгломератами с подчиненными прослоями филлитовых сланцев. Еще выше залегает продуктивная железорудная толща саксаганской свиты, в которой железистые микрокварциты и джеспилиты переслаиваются со сланцами (до 1500 м). Перекрывается она гданцевской свитой (1600 м), сложенной метапесчаниками, сланцами разного состава, доломитовыми мраморами и прослоями магнетит-мартитовых руд. Завершается разрез криворожской серии толщей метапесчаников, метаконгломератов, кварц-биотитовых сланцев и железистых кварцитов (до 3500 м), установленной только в центральных участках Криворожской структуры и залегающей с резким угловым несогласием на различных горизонтах криворожской серии (глееватская, или фрунзенская, свита).

Характерной особенностью криворожской серии является отсутствие в ней отчетливо проявленных процессов гранитизации, хотя в отдельных случаях, особенно в Кременчугском районе, и отмечаются факты прорывания метаморфической толщи гранитоидами типа кировоградско-житомирских. Однако на основной площади Среднеприднепровского района такого типа граниты достоверно не выделяются. В северо-восточной части района выявлен комплекс щелочных пород (терсянский), подобный восточноприазовскому и, очевидно, синхронный с ним.

**Приазовский район** представляет собой крайнюю юго-восточную часть Украинского щита. От смежного на западе Среднеприднепровского района он отделяется Орехово-Павлоградским глубинным разломом.

Наиболее древние из известных супракрустальных образований представлены здесь западноприазовской серией, относящейся по возрасту к позднему архею. В этой серии выделяются две различные по составу толщи. Более древняя (токмакская) сложена двупироксен-плагиоклазовыми и диопсид-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов. В составе вышележащей кайинкулакской толщи чередуются биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые и пироксеновые гнейсы с подчиненными прослоями кристаллосланцев, амфиболитов и железистых кварцитов. Видимая мощность токмакской толщи составляет 1500—2000 м, кайинкулакской — до 4500 м

В архее Приазовья довольно интенсивно проявился основный и ультраосновный магматизм, продуктами которого являются широко развитые в этом районе породы габбро-перидотитовой формации. Архейские гранитоиды представлены плагиогранитами и плагиомигматитами шевченковского комплекса, а также эндербитами токмакского, для которых имеются единичные определения возраста уран-торий-свинцовым методом (2800—2640 млн. лет). Породы западноприазовской серии и связанные с ними магматические и ультраметаморфические образования развиты в пределах Салтычанского и Кальчик-Кальмиусского антиклинориев и то не повсеместно, а в виде останцов среди гранитоидов более молодого возраста.

Более молодые супракрустальные образования (нижнепротерозойский структурный этаж) представлены центральноприазовской серией, развитой в пределах Корсакского и Мангушского синклинориев. Наиболее полные разрезы этой серии описаны по р. Берда и на Мариупольском железорудном месторождении, где в ее составе выделяются три свиты: темрюкская, сачкинская и каратышская [49]. Для темрюкской свиты характерно сочетание кварцитов с высокоглиноземистыми гнейсами, а также присутствие довольно мощных (до 50—100 м) выдержанных по простиранию пачек графитовых гнейсов. Преобладают в составе свиты биотитовые гнейсы; в подчиненном количестве — амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы, пироксен-плагиоклазовые (иногда обогащенные магнетитом) кристаллосланцы, амфиболиты, пироксен-магнетитовые кварциты. К верхам разреза приурочена довольно мощная (до 300 м) пачка кальцифиров, ассоциирующих с пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами. В разрезе вышележащей сачкинской свиты весьма существенная роль принадлежит пироксен-магнетитовым кварцитам, мраморам, кальцифирам, гранат- и графитсодержащим гнейсам, переслаивающимся с биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и пироксен-гранатовыми кристаллосланцами. Мощность темрюкской свиты составляет 1700—2000, сачкинской — 650—2100 м. Выделение каратышской свиты представляется нам необоснованным: к ней отнесены гранитизированные разности пород, принадлежащих к двум вышеохарактеризованным свитам. Комплекс основных и ультраосновных пород среднепротерозойского возраста включает серпентинизированные и амфиболизированные перидотиты и пироксениты, а также габбро-амфиболиты, образующие пластовые и линзовидные залежи в толще пород центральноприазовской серии. Раннепротерозойские гранитоиды, локализованные преимущественно в пределах архейских глыбовых структур, представлены обиточненским комплексом диоритов, гранодиоритов и тоналитов, салтычанским комплексом биотитовых гранитов с ортитом и анадольским комплексом лейкократовых гранитов с монацитом. В синклинальных структурах раннепротерозойская гранитизация проявилась в образовании различных по составу и текстуре мигматитов, среди которых преобладают полосчатые, теневые и порфиробластические разности. Возраст раннепротерозойских гранитоидных комплексов укладывается в довольно узкие пределы — 2150—1850 млн. лет, причем наиболее древние — диориты обиточненского комплекса, а наиболее молодые — анадольские граниты.

Завершается разрез докембрия в Приазовском районе осипенковской и гуляйпольской свитами. Осипенковская свита сложена слабометаморфизован-

ными гравелитами и конгломератами, биотитовыми, биотит-гранатовыми, амфибол-биотитовыми, амфибол-гранатовыми, амфиболовыми, двуслюдяными, графитовыми, ставролитовыми, турмалиновыми сланцами; присутствуют также кварциты, карбонатные породы, редкие пластовые тела метабазитов и метаультрабазитов. В составе гуляйпольской свиты кроме перечисленных пород довольно широко развиты куммингтонит-магнетитовые кварциты и метавулканиты среднего и кислого состава. Мощность осипенковской свиты достигает 2000, гуляйпольской — 2200 м. Залегают они в узких (от 1 до 5 км) трогоподобных впадинах, протягивающихся на десятки километров: Сорокинской, Федоровской, Гуляйпольской, Куйбышевской. Образование этих трогов связано с заложением в теле раннепротерозойской платформы серии глубинных разломов субмеридионального и северо-западного простирания; по некоторым из них внедрялась щелочно-ультраосновная и карбонатитовая магма (черниговский комплекс). Примерно в это же время (2000—1700 млн. лет) на территории Восточного Приазовья (Кальчик-Кальмиусский антиклинорий) сформировался сложный комплекс щелочно-ультраосновных, щелочных и щелочноземельных пород, образующих несколько довольно крупных субплатформенных интрузий. Еще позже по разломам корового заложения произошло внедрение субщелочных гранитов каменномогильского комплекса и многочисленных диабазовых даек.

## 1.2. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЭТАПЫ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Мощность земной коры в пределах Украинского щита, по геофизическим данным, изменяется от 30 до 62 км, будучи на большей части его территории, равной 40—45 км. Минимальная мощность (30 км) земной коры отмечается в пределах выхода на поверхность Сурской синклинальной структуры позднеархейского возраста (Среднеприднепровский район). Сравнительно тонкая земная кора (35—40 км) на участках локализации субплатформенных интрузий (Коростенский, Корсунь-Новомиргородский и Восточноприазовский плутоны). За счет преимущественного уменьшения мощности «базальтового слоя» разрез земной коры здесь имеет салический профиль. Максимальная мощность (до 55—62 км) земной коры отмечается в пределах заложения субплатформенных трогообразных структур, выполненных нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами (Криворожско-Кременчугская зона в Среднеприднепровском районе, Новоград-Волынский участок в Северо-Западном районе).

В земной коре Украинского щита прослеживаются две сейсмические границы: нижняя $K_2$ с $V = 6{,}8$—$7{,}2$ км/с залегает субгоризонтально на глубинах 5—20 км; верхняя $K_1^1$ с $V = 6{,}3$—$6{,}4$ км/с прослеживается спорадически на глубинах 6—8 км [153]. Эти границы делят земную кору на три петроструктурных этажа: 1) верхний ($V = 6{,}0$—$6{,}4$ км/с), представленный метаморфизованными, сложнодислоцированными и гранитизированными осадочными и вулканогенными породами архейского и протерозойского возраста; 2) средний ($V = 6{,}3$—$6{,}8$ км/с), соответствующий породам среднего состава (диорит — андезит) и обнаруживающий признаки складчатого строения невысокой интенсивности; 3) нижний ($V = 6{,}8$—$8{,}0$ км/с), представленный нескладчатыми породами основного состава, проявляющими признаки субгоризонтальной слоистости.

Состав и строение верхнего этажа, выходящего на картируемую поверхность, изучены достаточно хорошо. Он сложен супракрустальными толщами и комплексами изверженных пород, развитыми в пределах всех шести районов Украинского щита. Нижний этаж земной коры представляет собой, по всей вероятности, первичную земную кору, соответствующую лунной стадии развития Земли. Средний этаж можно рассматривать как первичный «базальтовый» слой, подвергшийся частичной гранитизации и складкообразованию. Возможно, ему соответствуют нижние части разрезов днестровско-бугской, аульской и западноприазовской серий.

На основании имеющихся геологических и геофизических данных в формировании и развитии земной коры Украинского щита можно выделить следующие этапы: 1) лунный, с которым связано образование первичной коры основного состава (древнее 4000 млн. лет); 2) нуклеарный, выразившийся в раннем метаморфизме базальтовой коры и появлении первых гранитоидных пород, представлявших в основном продукты кристаллизации кислых мантийных дифференциатов (4000—3500 млн. лет); 3) прогеосинклинальный (раннегеосинклинальный), с которым связано накопление древнейших вулканогенно-осадочных толщ, их метаморфизм и гранитизация (3500—2600 млн. лет); 4) протогеосинклинальный (геосинклинальный), соответствующий основной стадии консолидации земной коры рассматриваемого региона (3200—1900 млн. лет); 5) субплатформенный (1900—1750 млн. лет); 6) платформенный (моложе 1750 млн. лет).

В нашу задачу не входит рассмотрение лунного и нуклеарного этапов, сведения о которых, получаемые в результате изучения поверхностных зон земной коры, пока весьма ограниченны. Для этих этапов не характерны осадочные породы, что связано с отсутствием гидросферы и специфическим составом и состоянием атмосферы. Корообразование осуществлялось исключительно за счет дифференциации мантии и поступления из нее в верхние слои расплавов и флюидов.

Так как на Украинском щите практически во всех известных к настоящему времени разрезах присутствуют в значительном количестве осадочные породы, следует, очевидно, допустить, что продукты нуклеарного, а тем более лунного этапов формирования земной коры здесь либо вообще не выходят на поверхность, либо пользуются весьма ограниченным распространением. Возможно, именно с нуклеарным этапом связано образование габбро-анортозит-ультрабазитового комплекса пород Новопавловского участка Орехово-Павлоградской зоны [219], являющегося пока наиболее древним (3800 млн. лет) на Украинском щите. Интересно, что с этими древнейшими породами ассоциируют тоналиты, обнаруживающие по низкому отношению изотопов стронция определенную связь с мантийным источником (устное сообщение Н. П. Щербака).

Наиболее древними из широко развитых на Украинском щите образований являются супракрустальные толщи аульской, западноприазовской, днестровско-бугской и росинско-тикичской серий. Их формирование мы связываем с прогеосинклинальным этапом. В отличие от нуклеарного этапа, когда «континентализация» земной коры носила непоясовый характер, на прогеосинклинальном этапе уже происходит заложение определенных мобильных зон или поясов (талассогеосинклиналей, по А. А. Богданову), хотя степень дифференциации на мобильные и устойчивые участки была еще сравнительно невысокой. К. Е. Есипчук считает, что первая из таких мобильных зон существовала на территории нынешнего Среднеприднепровского района, где еще в раннем архее (по крайней мере до 3200 млн. лет, судя по возрасту вулканитов конкской свиты конкско-верховцевской серии) накапливалась мощная осадочно-вулканогенная толща аульской серии, впоследствии метаморфизованная в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций и гранитизированная с образованием плагиогранитоидов днепропетровского комплекса. На остальной территории щита в это время существовал режим весьма неустойчивого талассократона, сформированного на орогенной стадии нуклеарного этапа.

И. Б. Щербаков и В. И. Орса склонны допускать, что раннеархейские прогеосинклинальные системы захватывали территории современного Среднего Приднепровья и Приазовья (накопление аульской и западноприазовской серий), а также Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов (накопление одноименных серий). Остается неясным различие в степени метаморфизма этих серий, меняющейся от гранулитовой до амфиболитовой фации. И. Б. Щербаков считает, что первоначальный метаморфизм здесь повсеместно был гранулитовым, а метаморфизм амфиболитовой фации является наложенным, связанным с последующими тектоно-магматическими циклами. По мнению К. Е. Есипчука, различие в степени метаморфизма аульской и днестровско-бугской серий лишний раз подчеркивает неодновременность и разные условия

их формирования. Сравнительно низкий метаморфизм аульской серии является характерной особенностью всех древнейших сегментов континентальной земной коры, известных на земном шаре. Можно допустить, что в этих случаях мы имеем дело со сравнительно небольшой глубиной эрозионного среза, обусловленной спецификой горообразующих процессов при небольшой мощности земной коры, а также относительно невысоким геотермическим градиентом.

По мнению К. Е. Есипчука, режим талассогеосинклинали (прогеосинклинальный этап) в пределах Днестровско-Бугского, Росинско-Тикичского и Приазовского районов установился только в позднем архее. На Среднеприднепровском блоке в это время образуется серия геосинклинальных трогов, в пределах которых накапливается мощная вулканогенно-осадочная толща конкско-верховцевской серии. В интервале 2800—2600 млн. лет талассогеосинклинальные толщи днестровско-бугской, западноприазовской и росинско-тикичской серий подвергаются плагиогранитизации, а в это время раннеархейские породы Среднеприднепровского блока испытывают интенсивную повторную гранитизацию, завершившуюся образованием существенно калиевых гранитов и мигматитов.

К началу раннего протерозоя на территории Среднего Приднепровья установился субплатформенный режим с континентальной корой зрелого типа. Окончательная консолидация окраины этого блока произошла после заполнения и стабилизации Криворожско-Кременчугского трогового прогиба, связанного с существованием довольно обширной геосинклинальной системы в пределах Ингуло-Ингулецкого района. Подобная же геосинклинальная система развивается в это время и на территории Северо-Западного района. В Днестровско-Бугском и Приазовском районах на сравнительно маломощной континентальной коре прогеосинклинального этапа в это время закладываются геосинклинальные троги, где идет накопление бугской и центральноприазовской серий. Завершается протогеосинклинальный этап интенсивной гранитизацией с образованием широкой гаммы гранитоидов от существенно натриевых до калиевых. При этом гранитизации подвергались не только накопленные в течение этого же этапа геосинклинальные вулканогенно-осадочные толщи, но и блоки ранее консолидированного фундамента, что привело к еще большему разнообразию образующихся гранитоидов.

В раннем протерозое субплатформенный режим устанавливается и на остальной территории щита. В это время произошло заложение в отдельных районах щита, главным образом окраинных (Северо-Западный и Приазовский), приразломных троговых прогибов, подобных Криворожско-Кременчугскому, но значительно меньших размеров (Сорокинская, Гуляйпольская, Федоровская, Пугачевская и другие зоны). В их пределах идет накопление вулканогенно-осадочных или существенно осадочных толщ. По некоторым глубинным разломам внедряются щелочно-ультраосновные и карбонатитовые магмы. В пределах блоков наиболее поздней консолидации (Северо-Западный, Ингуло-Ингулецкий, Приазовский) в это время происходит становление довольно крупных субплатформенных интрузивных массивов, сложенных габбро-анортозитами, гранитами рапакиви, ультрабазитами и сложным комплексом щелочных и щелочно-ультраосновных пород. Время окончательной консолидации территории щита и превращение ее в устойчивую платформенную структуру оценивается по возрасту гранитов рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона в 1750 млн. лет.

Окончательная стабилизация земной коры Украинского щита и установление на всей его территории платформенного режима произошли в конце раннего протерозоя. С платформенным этапом связано образование комплекса даек, среди которых преобладают диабазы, а также малых гранитных интрузий субщелочного состава. Для этого этапа характерно интенсивное проявление метасоматических процессов, наиболее интенсивное на окраинах щита, особенно в зонах сочленения его с более молодыми складчатыми сооружениями. Высказывается мнение о значительно более широком проявлении на щите признаков тектоно-магматической активизации.

# ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

## 2.1. СПЕЦИФИЧНОСТЬ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Формационное, равно как и возрастное, расчленение гранитоидов возможно только на основе признания специфичности раннедокембрийского гранитообразования, которое заключается в парагенетической связи подавляющего большинства гранитоидов и метаморфических пород. Гранитоиды возникают на месте метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ, за их счет, без привноса или с привносом гранитизирующего вещества. Вследствие этого гранитоиды не только связаны с метаморфическими породами пространственно, но и наследуют от них целый ряд минералогических, петрохимических, геохимических и других признаков. Ю. А Кузнецов [75] рассматривал раннедокембрийский магматизм как особую форму гранитного магматизма, промежуточную между истинным магматизмом и метаморфизмом.

Давно замечено, что граниты определенного типа связаны с метаморфическими породами также определенного состава. Так, эндербиты развиваются в толще биотит-гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, бердичевские граниты — среди гранат-биотитовых плагиогнейсов, житомирские граниты — среди биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, гранодиориты — среди амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов и т. д.

Состав исходных метаморфических пород наследуют возникающие по ним граниты, причем эти унаследованные признаки сохраняются в гранитах независимо от типа гранитообразующего процесса. Полное сходство состава ксенолитов и вмещающих гранитов, однако, наблюдается редко, так как в виде ксенолитов остаются только те породы, состав которых в чем-то отличен от гранитного.

Подобно тому как среди метаморфических пород главенствуют два петрохимических типа — богатые CaO (метабазиты) и бедные CaO породы (метапелиты), так и среди гранитоидов можно выделить две группы по составу — субглиноземистые («апопелитовые») и субкальциевые («апобазитовые») [220]. Наиболее рельефно эти две линии состава прослеживаются в гранитоидах повышенной основности — в гранодиоритах и плагиогранитах, однако и для нормальных гранитов в каждом конкретном случае удается определить петрохимический тип исходных пород [223]. При изучении гранитоидов Таймыра к аналогичным выводам пришел Л. В. Махлаев [106]. Петрохимический тип гранита четко фиксируется, в частности, по составу биотита. Оказывается, что большая часть нормальных гранитов протогеосинклинального этапа (рис. 2) является апопелитовыми (субглиноземистыми). По термодинамическим расчетам Ю. П. Мельника [107], глинистые осадки гранитизируются активнее, чем основные магматические или хемогенные осадочные породы.

Минералы из гранитного материала мигматит-гранитов и исходных метаморфических пород близки по составу, особенно на самых ранних стадиях гранитообразования. На стадии мигматизации основных пород состав биотита вообще не изменяется, а при мигматизации метапелитов он становится несколь-

ко более железистым [188]. В гранитах железистость биотита еще возрастает, но отношения прочих элементов меняются мало. М. Д. Крылова и другие [73] установили, что в субстрате и жильном материале мигматитов гранулитовой фации Алданского щита гранат и гиперстен одинаковы по составу. В. С. Шкодзинский [207] собрал обширные сравнительные данные по парам фемических минералов субстрата и гранитного материала, из которых видно, что различия в их составе становятся заметными только на стадии образования конформных или секущих гранитных тел. Практически полное сходство состава биотита и граната из останцов биотит-гранатовых гнейсов и вмещающих бердичевских мигматит-гранитов установлено в западной части Украинского щита [108]. Сходство состава минералов указывает на близость $PT$-параметров метаморфизма исходных пород и гранитообразования.

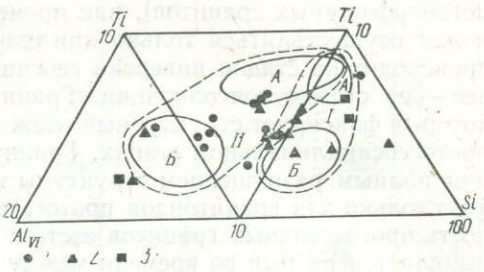



Рис. 2. Состав биотита в главнейших гранитоидных комплексах щита.

*Биотиты:* *1* — гранитоидных комплексов зон с геосинклинальной подготовкой; *2* — гранитоидных комплексов стабильных блоков; *3* — субплатформенных гранитов. *Поля:* *I* — биотитов из метабазитов; *II* — биотитов из метапелитов; *фации:* *А* — гранулитовая; *Б* — амфиболитовая

Гранитоиды наследуют и некоторые особенности распределения малых элементов. Это можно показать на примере распределения редких земель в гнейсах и гранитах западной части щита (данные Н. П. Щербака). Так, в гранат-биотитовых гнейсах ($\Sigma TR = 200$ г/т, $\Sigma Ce/\Sigma Y = 3{,}4$) и в развивающихся по ним бердичевских гранитах ($\Sigma TR = 195$ г/т, $\Sigma Ce/\Sigma Y = 3{,}48$) валовое содержание и индивидуальный состав редких земель остаются постоянными. Лишь в сингенетических пегматитах ($\Sigma TR = 280$ г/т, $\Sigma Ce/\Sigma Y = 4{,}6$) намечается некоторая концентрация легких лантаноидов. Аналогичная картина распределения редких земель наблюдается и в такой ассоциации пород, как биотитовый гнейс тетеревской серии ($\Sigma TR = 200$ г/т, $\Sigma Ce/\Sigma Y = 3{,}1$) — порфировидный гранит ($\Sigma TR = 230$ г/т, $\Sigma Ce/\Sigma Y = 4{,}8$). Совершенно идентичен изотопный состав кислорода акцессорных магнетита и ильменита из гранитов бердичевского комплекса ($\delta^{18}O = 2{,}6$—$7{,}8$ %) и вмещающих глиноземистых гнейсов.

4742

## 2.2. ПРОГРЕССИВНОЕ И РЕГРЕССИВНОЕ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ

На Украинском щите, как и в любой другой области развития докембрия, устанавливаются два типа доплатформенных гранитов, структурно-тектонической основой выделения которых служит существование двух этажей, отвечающих прогеосинклинальному и протогеосинклинальному этапам развития щита.

Даже при самом беглом ознакомлении с петрографической картой Украинского щита становится очевидным, что одни районы сложены полями гранитов с включениями небольших тел метаморфических пород, тогда как в других районах площади развития метаморфических пород и гранитов примерно одинаковы (Ингуло-Ингулецкий, южная часть Днестровско-Бугского), либо даже метаморфические породы преобладают (южная часть Северо-Западного). В последнем случае имеет место явно выраженное залегание гранитов среди вмещающих пород, и это характерно для гранитоидов первого типа гранитообразования, который можно назвать прогрессивным [223], или обычным, нормальным, путем гранитообразования. Прогрессивное гранитообразование осуществляется в складчатой области с постепенным нарастанием $PT$-параметров, вплоть до достижения таких условий, когда возникают граниты за счет метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщи, без привноса или с привносом вещества. Прогрессивные граниты возникают на месте и за счет «собственных» толщ и располагаются в них же. Гранитообразование (если не учитывать

Институт геологических наук АН УССР

метаморфогенных гранитов), как процесс, ведущий к разуплотнению вещества, может осуществляться только при значительном спаде общего давления. Оно происходит на стадии инверсии геосинклинали (мигматит-граниты) или позднее — на стадии консолидации. Гранитообразование является тем процессом, который фиксирует структурный этаж как на прогеосинклинальном, так и на протогеосинклинальном этапах. Гранитообразование происходит с частичным или полным разрушением структуры толщ, но уверенно устанавливается этот факт только для гранитоидов протогеосинклинального этапа. Важная особенность прогрессивных гранитов состоит в том, что радиоизотопными методами не выявляется разрыв во времени между метаморфизмом исходных пород и гранитообразованием.

Прогрессивные граниты возникали в течение как прогеосинклинального, так и протогеосинклинального этапов развития щита, но прогеосинклинальные граниты обычно вовлекаются в гранитообразование следующего этапа и распознаются значительно труднее.

А. А. Полканов называл структуры, в которых осуществляется гранитообразование описанного выше типа, складчатыми зонами с геосинклинальной подготовкой (с мобильным комплексом основания), В. А. Рудник [137] — гранитообразованием стадии погружения. К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов [226] формации подобных гранитов выделяют только в протогеосинклинальном этапе, определяя структуры их формирования как «первичные геосинклинальные системы».

К числу прогрессивных гранитов, или гранитов, размещенных в одновозрастных с ними толщах, относятся, вероятно, все гранитоиды прогеосинклинального этапа развития щита, исключая гранитоиды формации эндербитов, для которых более вероятным представляется метаморфический способ образования. Прогрессивные граниты есть во всех формациях протогеосинклинального этапа. Типичными примерами могут служить граниты житомирского и кировоградского формационных комплексов в локатипическом залегании. По генезису прогрессивные граниты являются главным образом анатектическими, частью палингенными, а по химическому составу, как отмечалось,— преимущественно апопелитовыми.

Блоки, стабилизированные к концу прогеосинклинального этапа развития щита, отличаются от эпипротерозойских платформ тем, что они могут вовлекаться в орогенические процессы следующего — протогеосинклинального этапа. При этом возникают гранитоиды, которые мы называем регрессивными, поскольку в целом они являются результатом процесса диафторического относительно исходного вещества. А. А. Полканов называет структуры, в которых возникают регрессивные граниты, зонами без геосинклинальной подготовки (с консолидированным фундаментом). В. А. Рудник относит эти граниты к продуктам гранитообразования стадии воздымания. К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов выделяют формации относительно стабильных структур.

Регрессивные граниты возникают исключительно на протогеосинклинальном этапе развития, используя в качестве петрофонда вещество прогеосинклинального структурного этажа. В Среднеприднепровском блоке, где прогеосинклинальный этап закончился раньше, они являются архейскими, а во всех других блоках — раннепротерозойскими.

Есть определенные основания предполагать, что толщи нижнего (прогеосинклинального) этажа испытали метаморфизм гранулитовой фации. Каков механизм гранулитизации — погружение блоков, подъем термальных куполов или резкое возрастание геотермического градиента,— эта проблема остается дискуссионной. Нам представляются реальными расчеты В. И. Шульдинера [208], который на основании сопоставления многих гранулитовых областей пришел к выводу о равномерности теплового потока повсюду на ранних этапах развития Земли.

Необходимым условием начала гранитообразования является выход гранулито-гнейсового блока в такой горизонт коры, где происходит спад давления. Механизм выхода (воздымания) также может быть разным. По всей вероятности, выход гранулитовых блоков в глубинный горизонт гранитообразова-

ния и инверсия геосинклиналей второго этажа (протогеосинклинального) обусловлены одной и той же причиной. Надо допустить и такую возможность, как отсутствие осадков протогеосинклинального этапа в стабилизированных блоках в случае преобладания восходящих движений. Тогда регрессивное гранитообразование осуществляется вне всякой связи со складчатостью, повторно и окончательно консолидируя данный стабильный блок.

На фоне общего воздымания гранитообразование может происходить на разных глубинных уровнях. В Днестровско-Бугском районе гранитоиды бердичевского комплекса развивались по породам днестровско-бугской серии и по гранитоидам гайворонского прогеосинклинального комплекса в условиях гранулитовой — высокой амфиболитовой фаций, т. е. почти при тех же *PT*-параметрах, что и метаморфизм. В Росинско-Тикичском и Среднеприднепровском районах, напротив, гранитообразование осуществлялось при резком спаде *PT*-параметров до уровня амфиболитовой и даже до низкой субфации амфиболитовой фации. В этом районе происходила переработка гранулито-гнейсового блока с превращением его в гранито-гнейсовую область. Остатки прогеосинклинальных толщ сохранились в виде небольших ксенолитов. Гранитообразованию, вероятно, предшествовала интенсивная метасоматическая проработка исходных пород с обильным привносом щелочей. Таким образом, одна из особенностей регрессивного гранитообразования — отсутствие вмещающих толщ, что не укладывается в концепцию тектоно-магматических циклов. Вмещающая толща исчезает почти полностью, будучи превращенной в граниты уманского, росинского, богуславского и других формационных комплексов. Остаются реликты, имеющие состав, отличный от гранитового.

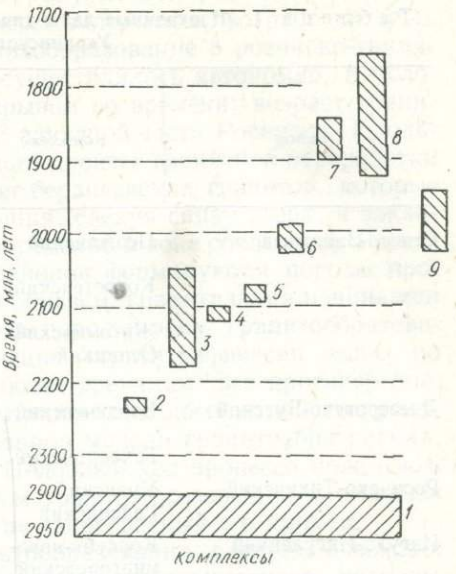



Рис. 3. Схема временно́й последовательности становления гранитоидов западной части щита. Составили Н. П. Щербак, Е. Н. Бартницкий. (Использованы только изохронные датировки.)

*Комплексы* (цифры на схеме): *1* — гайворонский; *2* — уманский; *3* —*6* — бердичевский: *3* — бердичевский гранит, *4* — собиты, *5* — эндербиты, *6* — виннициты; *7* — житомирский; *8* — коростенский; *9* — осницкий

Еще одна важная особенность регрессивных гранитов — существование временно́го разрыва между образованием гранитов и консолидацией толщ нижнего этажа. Так, для бердичевского комплекса и его субстрата разрыв во времени составляет, согласно изохронным датировкам, почти 700 млн. лет и почти столько же — для уманского гранитного комплекса и его эндербитового субстрата.

Гранитообразование в раннем докембрии — процесс чрезвычайно длительный, измеряемый сотнями миллионов лет. Оно может осуществляться в довольно большом диапазоне глубин с последовательным вовлечением в гранитообразование все новых горизонтов.

В результате тщательной ревизии всех имеющихся в ИГФМ АН УССР радиоизотопных данных по состоянию на 1 ноября 1982 г. Н. П. Щербак и Е. Н. Бартницкий пришли к выводу, что изохронными датировками, являющимися единственно надежными реперами, можно охарактеризовать только часть комплексов гранитоидов Украинского щита. Для западной половины щита, включающей Северо-Западный, Днестровско-Бугский и Росинско-Тикичский районы, изохронные данные позволяют составить временно́й разрез (рис. 3; табл. 1).

Первое, что привлекает внимание в этом разрезе,— огромный разрыв во времени между нижним структурным этажом (гайворонский комплекс) и верхним, а также между бердичевским комплексом и житомирским, и второе —

Таблица 1. **Изохронные даты для акцессорных минералов гранитоидных формаций Украинского щита, млн. лет**

| Район | Комплекс | Породы | Метод | |
|---|---|---|---|---|
| | | | свинец-свинцовый | уран-свинцовый |
| Северо-Западный | Пержанский | Гранит-порфир | 1790 | — |
| | | Сиениты | 1720 | 1720 |
| | Коростенский | Граниты | 1895 | 1875 |
| | | Рапакиви | 1820 | — |
| | Житомирский | Граниты | 1850 | 1870 |
| | Осницкий | Гранодиориты | 1960 | 2030 |
| | | Граниты | 1960 | 1950 |
| Днестровско-Бугский | Бердичевский | Граниты и мигматиты | 2070 | 2090 |
| | | Чарнокиты | 2075 | 2110 |
| | Гайворонский | Эндербиты | 2990 | 3020 |
| Росинско-Тикичский | Уманский | Граниты | 2230 | 2225 |
| | Гайсинский | Гранодиориты | 2110 | — |
| Ингуло-Ингулецкий | Корсунь-новомиргородский | Рапакиви | 1770 | 1720 |
| | Кировоградский | Граниты порфировидные с гранатом | | 1980 |
| | Ингулецкий | Плагиограниты и мигматиты | 2840 | 2760 |
| Среднеприднепровский | Токовский | Граниты | 2780 | 2650 |
| | Демуринский | Плагиограниты и граниты | 3030 | — |
| | Сурский | Плагиограниты и диориты | 3030 | 2990 |
| | Днепропетровский | Плагиограниты, гранодиориты и мигматиты | 3000 | 2970 |
| Приазовский | Шевченковский | Плагиограниты | 2800 | 2780 |
| | | Диориты и мигматиты | 2640 | 2770 |

наличие временно́го разрыва между многими комплексами и слагающими комплексы отдельными группами пород.

В схеме сознательно объединены три района: Северо-Западный, Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский. Они образуют единый естественный разрез. Здесь в направлении с юга на север косым эрозионным срезом вскрывается вертикальный разрез земной коры. В основании разреза залегают метаморфогенные чарнокитоиды гайворонского комплекса и супракрустальные толщи днестровско-бугской серии, выше — те же породы, но испытавшие процесс ультраметаморфического гранитообразования (массивные эндербиты и чарнокиты), еще выше — ультраметагенные гранитоиды по биотит-гиперстеновым породам (винницыты), а над ними — бердичевские граниты по биотит-гранатовым метаморфитам. В этом же направлении происходит понижение *PT*-параметров формирования пород от высокой субфации гранулитовой фации до высокой субфации амфиболитовой. Еще севернее расположена полоса гнейсов с гранитами житомирского комплекса, наконец, над ними — гранитоиды осницкого комплекса с вмещающими гнейсами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Вместе с последовательным уменьшением глубинности формирования пород с юга на север возрастает, как показал В. М. Беланов [12], мощность «гранитного слоя», что позволяет перечисленную последовательность считать и временно́й. Росинско-Тикичский район представляет собой, по нашему мнению, восточную половину более крупного Росинско-Подольского блока с близкой историей развития, а Северо-Западный район — это надстройка (более высокий этаж) над его западной половиной — Днестровско-Бугским блоком.

Разрез земной коры западной части щита имеет, по меньшей мере, двухэтажное строение. Супракрустальную основу нижнего этажа в Днестровско-Бугском и Росинско-Тикичском районах составляют породы днестровско-

бугской серии архея, метаморфизованные в гранулитовой фации. Гранитоиды здесь представлены гайворонским комплексом эндербитов, возраст которых древнее 2950 млн. лет. В дальнейшем гранитообразование в росинско-тикичской части Росинско-Подольского блока осуществлялось автономно, в условиях амфиболитовой фации с большим разрывом во времени: возраст гранитов уманского комплекса — 2230 млн. лет. В западной части Росинско-Подольского мегаблока (Днестровско-Бугский район) процесс гранитной переработки нижнего этажа начинается с формирования бердичевских гранитов, которые первыми поступают в зону гранитообразования, следуя снизу вверх, и заканчивается формированием винницитов. Одновременно в зоне сочленения Росинско-Тикичского и Днестровско-Бугского районов формируются породы промежуточной глубинности — собиты. Таким образом, гранитизация начинается с верхней части разреза, по мере выхода пород в зону гранитообразования. Возникает нонсенс: породы, залегающие стратиграфически выше, по радиоизотопным датировкам оказываются более древними. Это противоречие, которое может показаться серьезным испытанием для абсолютной геохронологии, однако, прямо следует из предложенной модели гранитообразования, служит ее убедительным подтверждением. Подобный ход процесса может возникать, очевидно, только при регрессивном гранитообразовании, и западная часть щита, по-видимому, уникальный, но не единственный его пример.

Учитывая регрессивный характер гранитообразования, следует, очевидно, руководствоваться стратиграфическими соотношениями гранитоидов, поскольку в основе их лежит последовательность формирования исходных толщ. В схеме УРМСК (1978) принята, как известно, вертикальная последовательность формирования гранитоидов бердичевского комплекса.

Для житомирских гранитов время формирования (1875 $\pm$ 25 млн. лет) соответствует их действительному положению в разрезе. Разрыв во времени формирования бердичевских и житомирских гранитов — около 100 млн. лет — в масштабе раннего протерозоя весьма существенный. Житомирские граниты — типично прогрессивные. Они залегают среди «собственной» толщи прогрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций пород, вместе с которой они слагают молодую структурно-фациальную зону с геосинклинальной подготовкой. Геологические соотношения житомирских гранитов с бердичевскими остаются, однако, неясными. По данным Г. С. Безверхнего и И. М. Этингофа, бердичевские граниты мигматизируют гнейсы городской свиты, одной из вмещающих толщ житомирских гранитов. По мнению А. Я. Хатунцевой и Н. П. Шербака, бердичевские граниты секутся жилами житомирских. Известно также (Ю. К. Пийяр, И. М. Этингоф, И. Б. Щербаков), что фиксируется вполне постепенный переход, например, в обнажениях по р. Тетерев в районе пгт Чуднов, от бердичевских гранитов к породам, неотличимым от житомирских гранитов. Метаморфическим картированием [108] установлено, что в северной части области распространения бердичевских гранитов происходит регрессивное снижение степени метаморфизма от высокой амфиболитовой до низкой амфиболитовой субфации вплоть до зоны развития житомирских гранитов. Таким образом, есть определенные основания рассматривать бердичевский блок как основу, на которой заложена Тетеревская геосинклиналь; этим можно объяснить диафторез бердичевских гранитов и их частичный реоморфизм.

Гранитоиды осницкого комплекса несомненно прогрессивные: они никогда не находились глубже уровня амфиболитовой фации. В генеральном разрезе западной части щита гранитоиды осницкого комплекса занимают, казалось бы, самое высокое положение и подстилаются самой мощной гранитной корой. Тем более трудно объясним относительно древний, дожитомирский возраст этих гранитов. Полученная изохронная дата, по сообщению Н. П. Щербака и Е. Н. Бартницкого, многократно проверена и вполне достоверна. Приходится допускать, что в дожитомирское время существовала геосинклинальная зона с осадкообразованием эвгеосинклинального типа, заложенная на мощной коре окраины щита. Контакты ее с Житомирской геосинклиналью также не определены.

Таким образом, новые геохронологические данные существенно меняют представления о возрастной последовательности гранитообразования в западной части щита, разумеется, если исходить из абсолютной достоверности этих данных.

## 2.3. ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Основы учения о геологических формациях были заложены задолго до появления в геологии самого термина «формация». Геологи всех времен всегда стремились к выявлению закономерных сообществ горных пород, как осадочных, так и магматических, с вполне определенной целью: восстановить их временну́ю последовательность, выяснить тектонические и физико-химические условия формирования, чтобы в конечном итоге получить представление об истории того или иного участка литосферы и возможных местах концентрации рудных элементов. В этом смысле формационный метод (или шире — учение о формациях) не является принципиально новым методом познания Земли.

На данном этапе развития геологии формационный метод — это синтез знаний о горных породах. Формационный анализ, по крайней мере в применении к метаморфическим и магматическим породам, продолжает оставаться в пределах петрологии, так как по-прежнему пользуется петрографическими, минералогическими и другими методами, совокупность которых и определяет его сущность

Исчерпывающая характеристика формационного метода, разбор его основных положений и понятий, а также существующие схемы приведены в монографиях Ю. А Кузнецова [75], Е. М. Лазько и др. [82], К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова [132, 103], в статьях И. С. Усенко и соавт. Из них следует, что магматические формации, в определении Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, имели первоначально стратиграфический оттенок. До сих пор в учении о формациях развивается генетическое направление, основы которого заложены в поздних работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Под влиянием идей М. А. Усова длительное время геологи применяли термин «фация» вместо «формация», который так определяет фацию: «Фация есть совокупность свойств горной породы, образовавшихся при определенном комплексе условий, которые наложили отпечаток на ее физиономию» [189].

Огромное влияние на геологов оказали труды Ю. А. Билибина, но при этом возник примат тектоники над составом, что вызвало справедливую критику подобных представлений со стороны Ю. А. Кузнецова. Он писал о недопустимости использования в качестве классификационного признака формаций заранее построенных тектонических схем, равно как и гипотетических представлений петрологического характера (имеются в виду поздние работы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга).

Первая классификация докембрийских формаций гранитоидов Ю. А. Кузнецова включала, как известно, только две формации — гранитоидов гранулитовой и амфиболитовой фаций. Для практической работы детальность этой классификации была совершенно недостаточной, поэтому вскоре появились другие, более подробные схемы, в том числе и для Украинского щита (см. ниже). Ведущее место в развитии учения о формациях в применении к докембрию вскоре заняла группа ленинградских ученых — К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, М. М. Мануйлова и др В ряде формационных исследований [226, 132, 103] ими предложены схемы формационного расчленения докембрия, сформулированы основные принципы, методы и понятия формационного анализа в духе представлений Н. П. Хераскова и Ю. А. Кузнецова. Их классификация основана на вещественном составе пород, структурной локализации, времени развития в той или иной структуре, генетических особенностях, металлогенической специализации [103]. Как видим, состав формаций служит ведущим критерием их выделения; на наш взгляд, такой подход является единст-

венно верным, хотя сами авторы активно отрицают определяющую роль состава пород.

Исследователи украинского докембрия в своих работах также использовали единицы более крупного ранга, чем горная порода,— семейства, серии, формации, комплексы и другие закономерные ассоциации горных пород. Можно напомнить о «породах габбрового семейства» В. Е. Тарасенко, о бугитовой серии и типах гранитов Н. И. Безбородько, о чарнокитовой формации Ю. Ир. Половинкиной, о комплексах докембрийских пород В. И. Лучицкого, Л. Г. Ткачука, о возрастных комплексах, которые прочно вошли в стратиграфию. Наконец, стратиграфические подразделения — свиты и серии — являются ни чем иным, как формацией или группой формаций соответственно, что со всей определенностью подчеркивает Е. М. Лазько с соавт. [82]. Начиная с 60-х гг. в работах украинских геологов появляется и становится господствующим термин «формация».

Формационные исследования на Украинском щите первоначально (с начала 60-х гг.) проводились в ИГН и ИГФМ АН УССР группой И. С. Усенко (И. Л. Личак, И. Д. Царовский, Л. Г. Бернадская, И. Б. Щербаков) и Г. И. Каляевым. Ими опубликовано свыше 25 печатных работ, касающихся проблемы формационного анализа докембрийских образований. Позднее, в конце 60-х гг., создается второй формационный центр на Украине — группа Е. М. Лазько (В. П. Кирилюк, Г. М. Яценко и др.) в г. Львов. Известны также работы по формациям Ю. Ир. Половинкиной, Э. Б. Наливкиной и В. В. Жданова. Принципы, заложенные в определение понятия «формация», разными авторами, достаточно различны и менялись со временем.

Первая классификационная схема формаций Украинского щита изложена в статье И. С. Усенко, Г. И. Каляева, И. Л. Личака и И. Д. Царовского «Формации Украинского щита» [180]. Это была, вероятно, первая попытка формационного расчленения докембрия, выполненная еще до появления книги Ю. А. Кузнецова [75]. К выделению метаморфических формаций авторы подошли тогда с генетических позиций, параллелизуя их с формациями посторогенных пород. Среди магматических формаций архея тогда были выделены метабазитовая, габбро-перидотитовая, гранитоидная батолитовая и дайковая, среди протерозойских — габбро-анортозитовая, рапакиви-гранитная, сиенитовая. Позже [181] к архейским формациям добавлена формация аплит-пегматоидных гранитов, а к раннепротерозойским — гранитоидная формация, включающая токовский и осницкий комплексы. Тогда же были расчленены палеозойские магматические формации.

Позднее [18] определяющим признается влияние на разнообразие гранитоидов структурно-фациальной обстановки и состава вмещающих пород. Подавляющее большинство гранитоидов рассматривается как коровые гранитоиды, залегающие in situ. Под влиянием известного труда Ю. А. Кузнецова [75] авторы выделили среди гранитоидов две формации: 1) глубинных, или гранитоидов гранулитовой фации, и 2) среднеглубинных, или гранитоидов амфиболитовой фации. Глубинные гранитоиды расчленены на бердичевские граниты и чарнокиты, среднеглубинные — на гранодиориты, плагиограниты, равномернозернистые и порфировидные граниты. Авторы обращают внимание на существование двух типов гранитоидов — локального и ареального (площадного) развития; они впервые подчеркнули необходимость и логическую оправданность выделения формаций метаморфических пород.

Одновременно опубликованы схемы Э. Б. Наливкиной и В. В. Жданова, в которых за основу также принят принцип глубинности Ю. А. Кузнецова, но обособлены формации начальных и ранних этапов развития подвижных областей от формаций ранних этапов.

Важный элемент классификации формаций геосинклинальных гранитоидов [183, 179, 187] составляют комплексы гранитоидов, в которые объединяются породы по признакам общности состава, возраста, *PT*-условий и места образования. В основу самой классификации положены состав и возраст, а в качестве вспомогательного признака, действующего на уровне субформаций, приняты *PT*-условия формирования. Классификация представлена в виде

матрицы, состоящей из возрастных рядов и серий, выделенных по составу пород (гранодиоритовая, плагиогранитовая, нормальных гранитов и лейкократовых гранитов). Выделение комплексов гранитоидов (всего 25) придало классификации более конкретный и удобный для пользования вид. Сделана попытка создания общей схемы геологических формаций, основанная на тех же принципах (состав, глубинность). Схема отражает эволюцию вещества от первичных — осадочно-вулканогенных формаций к вторичным — метаморфическим, мигматитовым, гранитоидным и метасоматическим. Высказана идея о возможности выделения магмато-метаморфических групп комплексов. Недостатком ранних классификаций является неполный учет структурно-тектонических факторов, который авторы попытались восполнить в предложенной классификации.

Формационному расчленению гранитоидов разных районов щита посвящены работы Г. И. Каляева, А. Н. Комарова [63], Э. А. Лазаренко [79], О. Д. Тимошенко и др. [163], З. М. Гречишниковой и Т. А. Чистяковой [45], А. Я. Хатунцевой [193], А. И. Стрыгина [158] и др.

Начиная с 1968 г. появляется серия публикаций группы Е. М. Лазько по формационному анализу. Эти исследователи подвергли справедливой, в основном, критике методы выделения формаций, существовавшие к тому времени в отечественной литературе. В частности, они подчеркивают, что надежной основой формационного анализа не могут быть ни радиоизотопные методы, ни фациальный анализ, ни «...формационные методы, базирующиеся на жесткой тектонической схеме развития геосинклинального режима...»

Будучи убежденными сторонниками парагенетического направления в формационном анализе, львовские геологи, вслед за Н. С. Шатским, предлагают именовать формации по названиям их главных породных членов в современном виде. Однако, если первичный состав формаций поддается реставрации, они переходят к первичным породным парагенезисам, например, «вулканогенно-кремнисто-сланцевая формация», «формация лептитовых гнейсов» и т. д. [234]. Е. М. Лазько с соавторами провели тщательное изучение метаморфических толщ почти по всей территории щита и выделили целый ряд метаморфических формаций, сопоставляемых со свитами. Чрезвычайно важным результатом этой работы является установление сложного ритмично-слоистого сложения многих формаций. На этот факт геологи обращали внимание явно недостаточно.

Таксономическими единицами высокого ранга в схеме Е. М. Лазько с соавторами являются комплексы. Под комплексами «...понимаются совокупности парагенетически связанных супракрустальных метаморфических и ультраметаморфических формаций, отражающие историю геологического развития района и объединенные общностью возраста, тектонической структуры, характера регионального метаморфизма» [82, с. 33]. В основе цитированного определения лежит концепция генетической связи метаморфических и магматических пород, принятая большинством украинских геологов. Что касается понятия «комплекс», то оно является современным выражением блестящей идеи петрогенетических районов и территориальности типов гранита Н. И. Безбородько.

Авторы настоящей работы исходят из представлений о парагенетическом характере связи горных пород в формационной ассоциации. В термин «парагенезис» при этом вкладывается генетический смысл, заложенный в него автором термина Ф. А. Брейтгауптом. А. Е. Ферсман определяет «парагенезис минералов» как «сочетание, основанное на общности происхождения» [191]. Буквально этот термин можно перевести как «сопроисхождение» (пара — возле, у, при-) [34]. Нас не должно смущать то обстоятельство, что первичные формации могут быть сложены породами разного генезиса, поскольку последний — метаморфический или ультраметаморфический процесс,— был общим для всей данной ассоциации.

И. С. Усенко [187] предложил следующее краткое определение: «Геологическая формация — это парагенезис метаморфических или магматических горных пород, образовавшихся в одном и том же тектоническом режиме. Гра-

Таблица 2. **Схема классификации гранитоидных формаций Украинского щита**

| Этап | Формация | Комплексы | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | гранитоидов, размещенных в одновозрастных с ними толщах (прогрессивные) | | гранитоидов, размещенных в стабильных блоках (регрессивные) | |
| | | автохтонные и параавтохтонные | аллохтонные | автохтонные и параавтохтонные | аллохтонные |
| Платформенный | Субщелочных гранитов | | | | Пержанский, каменномогильский |
| Субплатформенный | Гранитов рапакиви | | | | Коростенский, корсунь-новомиргородский |
| | Граносиенитов | | | | Восточно-приазовский |
| Протогеосинклинальный | Лейкократовых и субщелочных гранитов | | | Анадольский | Токовский |
| | Нормальных гранитов | Житомирский, кировоградский, синюхинский, вознесенский | Быстреевский | Уманский, росинский, богуславский, ставищенский, демуринский | Салтычанский, мокромосковский |
| | Чарнокитов и гранитов | Новоукраинский | Букинский | Бердичевский | |
| | Диоритов, гранодиоритов и гранитов | Осницкий | Павловский | Гайсинский | |
| | Диоритов и плагиогранитов | | Сурский | Обиточненский | |
| Прогеосинклинальный | Тоналитов и плагиогранитов | Днепропетровский, звенигородский, тетиевский, шевченковский | | | |
| | Эндербитов | Гайворонский, токмакский, славгородский | | | |

нитоидная формация — парагенетическая ассоциация гранитоидов определенного состава, близкого возраста и глубинности, принадлежащих к одному тектоническому этапу развития щита».

«Элементарная ячейка» классификации — комплекс — характеризуется теми же признаками, что и формация, но имеет дополнительный признак — территориальность. Комплексы охватывают несколько массивов или только один массив. Комплексы отличаются от формаций географическим, часто собственным, традиционным для украинской литературы названием. Комплексы объединяются в абстрактные формационные типы; комплекс — выражение формации в данном участке щита и в данной структурной зоне. Поэтому в пределах одного района щита выделяется обычно один комплекс данной формации.

Понятие «комплекс» определено в решении IV Всесоюзного петрографического совещания как термин свободного пользования. Однако даже в понимании украинских геологов-формационников комплекс имеет резко различный объем. В стратиграфических схемах докембрия Украинского щита, в том числе и последней, комплексу традиционно придается возрастной смысл и нередко абстрактный, вне связи с конкретными районами. Вспомним кировоградско-житомирский комплекс гранитов, развитый по всему щиту, коростенский комплекс — в трех районах, восточноприазовский комплекс — в Приазовье и на Подолии. В последней схеме УРМСК (1981 г., с дополнениями 1982 г.) комплексы, в основном, привязаны к конкретным районам, но возрастной (стратигра-

Таблица 3. **Схема последовательности становления гранитоидных комплексов Украинского щита (по районам)**

| Возраст | Северо-Западный | | Днестровско-Бугский | | Росинско-Тикичский | | Ингуло-Ингулецкий | | Среднеприднепровский | | Приазовский | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Прогрессивные граниты | Регрессивные граниты | Прогрессивные граниты | Регрессивные граниты | Прогрессивные граниты | Регрессивные граниты | Прогрессивные граниты | Регрессивные граниты | Прогрессивные граниты | Регрессивные граниты | Прогрессивные граниты | Регрессивные граниты |
| Поздний протерозой | Платформа (1650) * | | | | | | | | | | | |
| | Пержанский | | | | | | | | | | | Каменномогильский, восточноприазовский |
| Ранний протерозой | | Коростенский | | | | | | Корсунь-новомиргородский | | | | |
| | Субплатформа *Протерозойская консолидация (1850)* | | | | | | | | | | | |
| | Быстреевский, осницкий, житомирский, букинский | | | Бердичевский | | Уманский, росинский, гайсинский, ставищенский, богуславский, павловский | Кировоградский, вознесенский, синюхинский, новоукраинский | | | | | Анадольский, салтычанский, обиточненский |
| Поздний архей | Протогеосинклиналь (2600) | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | Архейская | | Токовский, мокромосковский, демуринский | | | |
| | *Архейская стабилизация* | | | | | Звенигородский, тетиевский | | | Сурский | | Шевченковский | |
| | | | | | | | | | *стабилизация* | | | |
| Ранний архей | | | Гайворонский | | | | | | Днепропетровский, славгородский | | Токмакский | |
| | Протогеосинклиналь (3200) | | | | | | | | | | | |

* Время окончания, млн. лет.

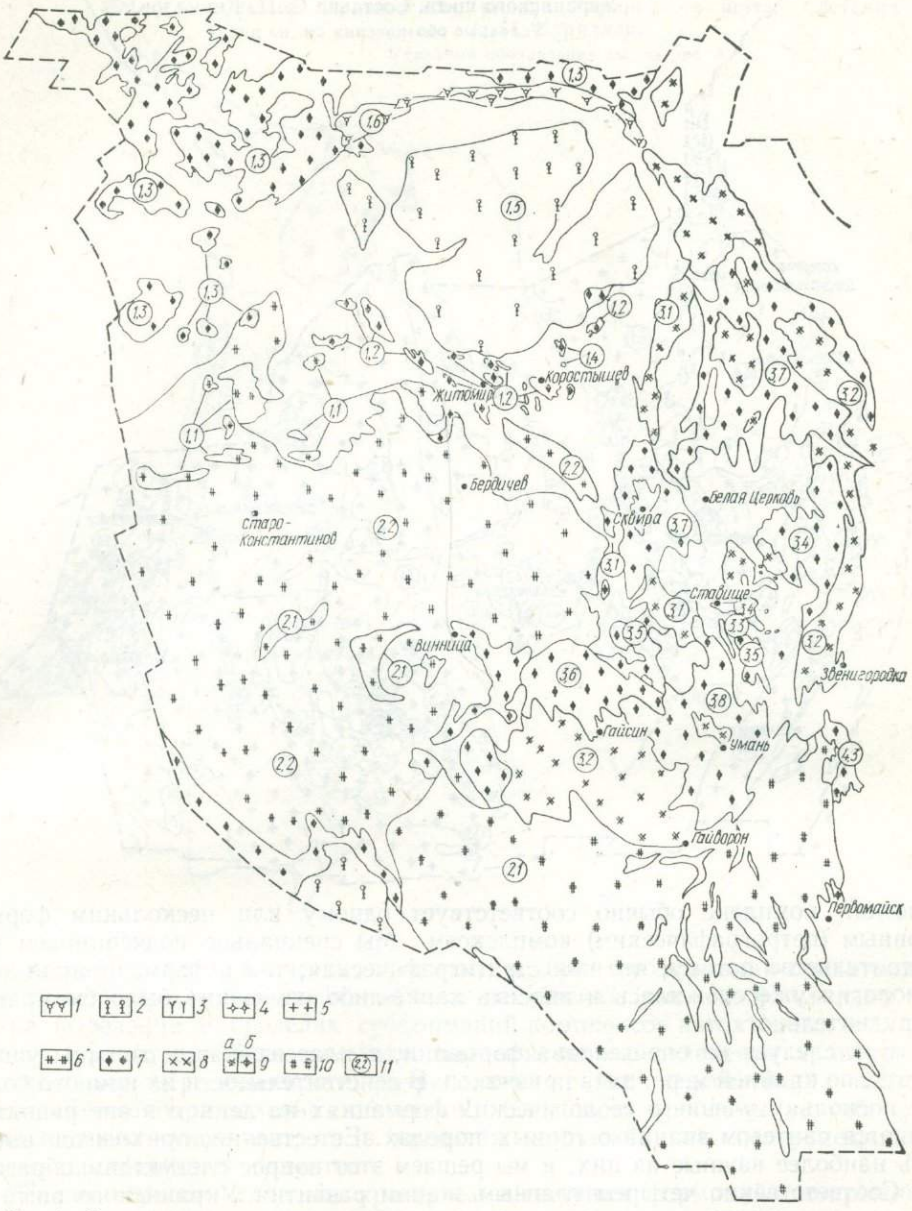
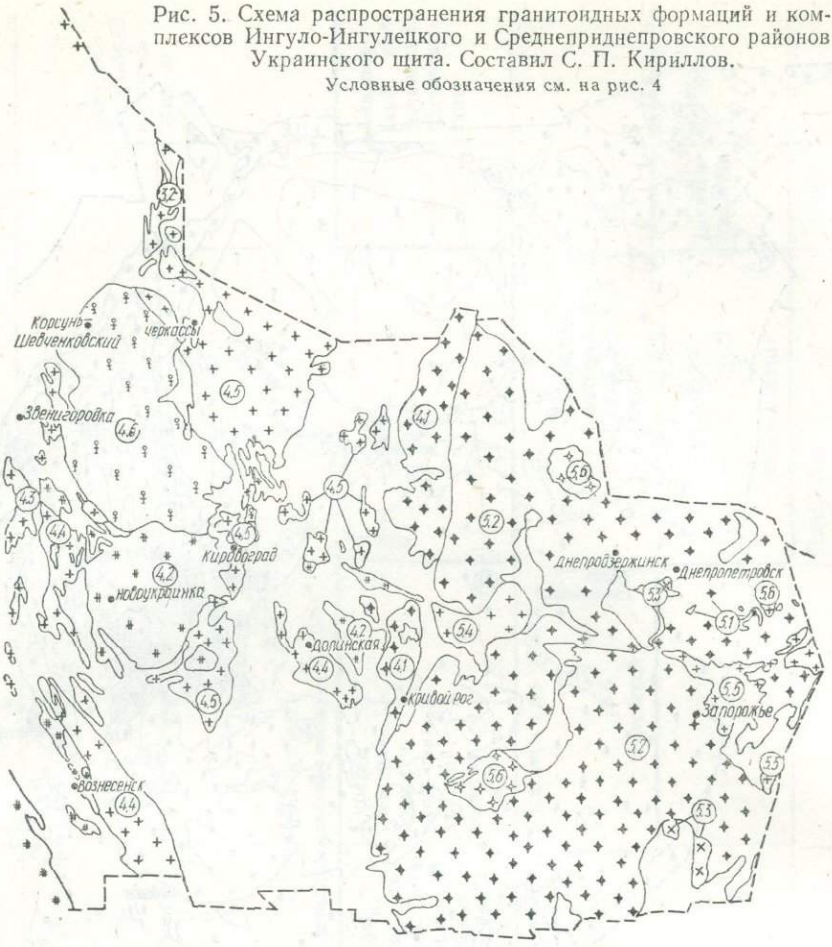



Рис. 4. Схема распространения гранитоидных формаций и комплексов Северо-Западного, Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов Украинского щита. Составил С. П. Кириллов.

*Гранитоидные формации:* *1* — субщелочных гранитов; *2* — гранитов рапакиви; *3* — граносиенитов; *4* — лейкократовых и субщелочных гранитов; *5* — нормальных гранитов; *6* — чарнокитов и гранитов; *7* — диоритов, гранодиоритов и гранитов; *8* — диоритов и плагиогранитов; *9* — а) тоналитов, плагиогранитов и диоритов, б) та же формация, переработанная поздними эндогенными процессами; *10* — эндербитов; *11* — район (первая цифра) и комплекс (вторая цифра). *Районы и гранитоидные комплексы:* **1. Северо-Западный:** *1* — букинский; *2* — житомирский; *3* — осницкий; *4* — быстреевский; *5* — коростенский; *6* — пержанский. **2. Днестровско-Бугский:** *1* — гайворонский; *2* — бердичевский. **3. Росинско-Тикичский:** *1* — тетиевский; *2* — звенигородский; *3* — павловский; *4* — богуславский; *5* — ставищенский; *6* — гайсинский (собитовый); *7* — росинский; *8* — уманский. **4. Ингуло-Ингулецкий:** *1* — ингулецкий; *2* — новоукраинский; *3* — синюхинский; *4* — вознесенский; *5* — кировоградский; *6* — корсунь-новомиргородский. **5. Среднеприднепровский:** *1* — славгородский; *2* — днепропетровский; *3* — сурский; *4* — демуринский; *5* — мокромосковский; *6* — токовский. **6. Приазовский:** *1* — токмакский; *2* — шевченковский; *3* — обиточненский; *4* — салтычанский; *5* — анадольский; *6* — восточноприазовский; *7* — каменномогильский

Рис. 5. Схема распространения гранитоидных формаций и комплексов Ингуло-Ингулецкого и Среднеприднепровского районов Украинского щита. Составил С. П. Кириллов.

Условные обозначения см. на рис. 4



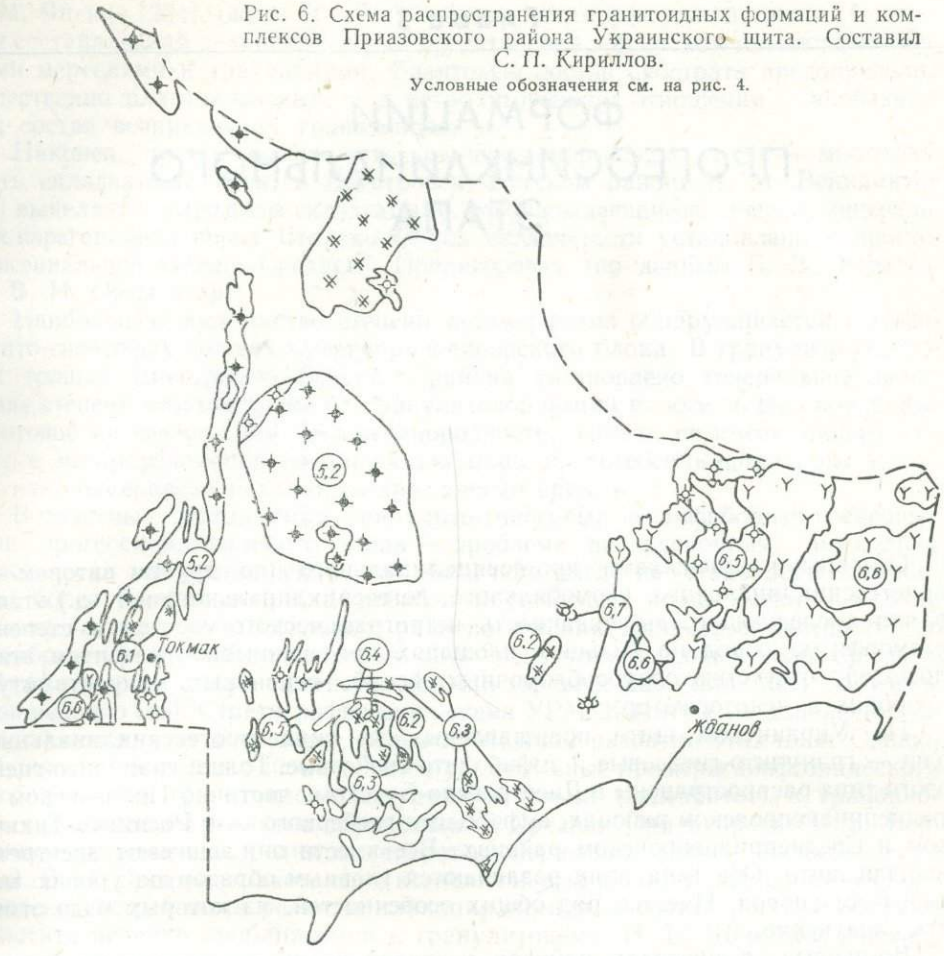

фический комплекс обычно соответствует одному или нескольким формационным (петрографическим) комплексам. Мы специально подчеркиваем это обстоятельство потому, что как стратиграфическая, так и формационная терминология уже сложилась и вносить какие-либо изменения было бы крайне затруднительно.

Как следует из определения формации, в классификации должны участвовать, по крайней мере, пять признаков. В действительности их намного больше, поскольку учение о геологических формациях на данном этапе развития является синтезом знаний о горных породах. Естественно, приходится выбирать наиболее важные из них, и мы решаем этот вопрос следующим образом.

Соответственно четырем главным этапам развития Украинского щита — прогеосинклинальному, протогеосинклинальному, субплатформенному и платформенному — выделены четыре группы формаций (табл. 2, 3). При определении места формаций в истории щита использовались как геологические, так и радиоизотопные данные. Формации выделены по составу преобладающего типа гранита. Глубинность гранитоидов отражена в названии формаций. В самой большой группе протогеосинклинальных формаций комплексы расположены в ряд от меланократовых к лейкократовым гранитам. Набор пород в пределах формации достаточно широк. Так, в формации нормальных гранитов состав пород изменяется от гранодиоритов и плагиогранитов до аплитоидных гранитов, в формации эндербитов и того шире — от диорит-чарнокита до нормального чарнокита, в формации тоналитов и плагиогранитов — от диорита до аплитоидного гранита и т. д. Положение гранитных комплексов в той или иной структурной зоне служит критерием выделения субформаций. Соответственно выделены серии субформаций гранитов, размещенных в одновозрастных

Рис. 6. Схема распространения гранитоидных формаций и комплексов Приазовского района Украинского щита. Составил С. П. Кириллов.

Условные обозначения см. на рис. 4.




с ними толщах (анатектические граниты), и серии субформаций гранитоидов, размещенных в древних стабилизированных блоках (рис. 4—6). Сделана попытка выделения в пределах субформаций комплексов автохтонных и аллохтонных гранитов. Надо заметить, что критерии расчленения гранитоидов по признаку перемещенности разработаны крайне недостаточно, поэтому предпринятое подразделение гипотетично. Сложность проблемы усугубляется возможностью существования в пределах комплекса как неперемещенных, так и перемещенных гранитов.

Таким образом, главным критерием выделения формаций по-прежнему остается состав пород как единственный признак, поддающийся однозначному определению. На правомерность и необходимость классификации гранитоидов по вещественному составу указал один из основоположников учения о формациях Ю. А. Кузнецов в своем выступлении на V Всесоюзном петрографическом совещании.

В заключение необходимо подчеркнуть, что выделение формации на парагенетической основе — временная мера, не лишенная формализма. От детальной характеристики минерального парагенезиса (породного индивида) к выделению реально существующих генетических ассоциаций магматических, метаморфических, ультраметаморфических и метасоматических пород с последующей реконструкцией условий осадконакопления и вулканизма — таков единственно правильный способ выявления путей дифференциации и интеграции вещества, ведущих к образованию объектов различного уровня организации, в том числе минерального, породного и формационного.

# ФОРМАЦИИ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Основными признаками прогеосинклинального (по другим авторам — раннегеосинклинального, пермобильного, догеосинклинального и т. д.) этапа являются следующие: выдержанность петрографического состава и степени метаморфизма пород на больших площадях при непоясовом развитии этих площадей, отсутствие грубообломочных фаций, первичных микроструктур в породах и некоторые др.

На Украинском щите представлены два типа прогеосинклинальных толщ — гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые. Толщи гранулито-гнейсового типа распространены в Днестровско-Бугском, частично Приазовском и Среднеприднепровском районах, амфиболито-гнейсового — в Росинско-Тикичском и Среднеприднепровском районах. Все вместе они занимают две трети площади щита. Оба типа толщ различаются главным образом по уровню метаморфизма пород. Имеется ряд общих особенностей, из которых надо отметить следующие.

Во-первых, в пределах районов развития толщ прогеосинклинального этапа по изотопным данным установлены древнейшие на Украине породы (возраст свыше 3100 млн. лет). На большей части площадей, однако, радиологический возраст пород значительно ниже, возможно, потому, что прогеосинклинальный этаж служил фундаментом для образования следующего, протогеосинклинального.

Во-вторых, гранитоиды прогеосинклинального этапа характеризуются сравнительно основным составом субстрата. Основные породы слагали значительную часть Днестровско-Бугского и Среднеприднепровского районов и почти полностью Росинско-Тикичский и Приазовский районы, входя в состав супракрустальных серий, соответственно, днестровско-бугской, аульской, росинско-тикичской и западноприазовской. Предполагается, что основу многих супракрустальных серий составляют продукты инициального магматизма — породы метаморфизованной андезито-базальтовой формации. Петрохимическая реконструкция показала, что полных аналогов среди фанерозойских пород раннедокембрийские базальтоиды, вероятно, не имеют. Двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы гранулито-гнейсовых толщ по химическому составу ближе к океаническим базальтам. Их характерные особенности — однообразие состава, высокая основность ($SiO_2$ — около 47 %), низкая железистость (в среднем 49 %), низкая щелочность, высокая насыщенность никелем и хромом (120 и 370 г/т соответственно). В составе исходной вулканогенной толщи несомненно имелись как более кислые члены — андезиты, дациты, так и ультраосновные — коматииты, а также породы доскладчатой габбро-перидотитовой формации. На Среднем Побужье гиперстеновые плагиогнейсы, т. е. породы андезито-дацитового первичного состава слагают, по подсчетам

Г. М. Яценко [234], около 80—90 % объема метаморфической толщи. Осадочная составляющая архейских серий представлена в основном метаморфизованными мергелями и граувакками. Базитовый состав субстрата предопределил существенно плагиоклазовый, а в петрохимическом отношении — апобазитовый состав возникающих гранитоидов.

Наконец, третья особенность раннедокембрийских толщ — многофазность складчатости. Так, в Днестровско-Бугском районе В. М. Венидиктов [28] выделяет четыре фазы складчатости, сопровождающиеся сменой минеральных парагенезисов пород. Столько же фаз складчатости установлено в прогеосинклинальной толще Среднего Приднепровья (по данным Б. З. Берзенина, В. И. Орсы и др).

Наибольшее постоянство степени метаморфизма обнаруживается в амфиболито-гнейсовых толщах Среднеприднепровского блока. В гранулито-гнейсовых толщах Днестровско-Бугского района установлено генеральное понижение степени метаморфизма от гранулитовой фации на юге до высокой амфиболитовой на севере [108]. Эта неоднородность, однако, не имеет ничего общего с метаморфической зональностью толщ протогеосинклинального этапа, так как обусловлена наклонным эрозионным срезом.

Возрастные соотношения гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых толщ прогеосинклинального этапа — проблема дискуссионная, поскольку геологически эти соотношения, как полагают, нигде не установлены. Сторонники более раннего возраста амфиболито-гнейсовых толщ имеют неплохие доказательства в виде обильных радиологических данных, в частности, по докембрию Среднего Приднепровья. Для гранулито-гнейсовых толщ Среднего Побужья первые цифры древнего возраста (древнее 2900 млн. лет) получены лишь недавно [85]. Стратиграфическая схема УРМСК (1978 г., с дополнениями 1981 г.) исходит из допущения об одновременном развитии этих толщ. Однако в Росинско-Тикичском районе имеются убедительные примеры диафторического преобразования гранитоидов гранулитовой фации (эндербитов) в гранодиориты с сохранением реликтов пироксенов. В Среднем Приднепровье Б. З. Берзениным установлены реликты гиперстенсодержащих пород (Славгородский блок). В. И. Орса указывает, что в ксенолитах амфиболитов днепропетровского комплекса встречаются реликты клинопироксенов, а состав роговой обманки и биотита нередко приближается к гранулитовому. И. Б. Щербаков считает, что есть достаточно оснований рассматривать все толщи прогеосинклинального этапа, в том числе и амфиболито-гнейсовое основание Среднего Приднепровья, как диафторированные гранулито-гнейсовые образования.

В соответствии с двумя главными типами толщ Украинского щита на прогеосинклинальном этапе развития выделились две формации гранитоидов: в гранулито-гнейсовых — эндербитовая, в амфиболито-гнейсовых — тоналитов и плагиогранитов. Обе формации являются петрохимическими аналогами, сложены прогрессивными гранитами, но различаются по $PT$-условиям конечного процесса породообразования.

### 3.1. ФОРМАЦИЯ ЭНДЕРБИТОВ

Формация древнейших на щите гранитоидов — эндербитовая — распространена в трех районах: Днестровско-Бугском (гайворонский комплекс), Среднеприднепровском (славгородский комплекс) и Приазовском (токмакский комплекс). Гайворонский и токмакский комплексы выделяются впервые.

В наиболее полном виде, сохранившемся от воздействия наложенных процессов, породы формации эндербитов обнажены на Среднем Побужье и в Приднестровье. Здесь эндербиты нередко выступают как прогеосинклинальный фундамент по отношению к чарнокитам бердичевского комплекса, поэтому оба комплекса частично совмещены в пространстве. Эндербиты гайворонского комплекса подвергаются воздействию высокотемпературного калиевого метасоматоза, и далеко не всегда удается определить, какой из калиевых полевых шпатов сингенетичен с эндербитами, а какой — наложенный.

В Приазовье площади развития чарнокитоидов несравненно меньше. Сни выступают как ксенолитообразные реликтовые тела среди мигматитов амфиболитовой фации. Степень переработки приазовских чарнокитоидов также намного выше — среди них есть, например, настоящие калиевые чарнокиты. Приазовские чарнокитоиды — как полосчатые, так и массивные; они не содержат граната. В целом приазовские чарнокитоиды несколько менее глубинные по сравнению с побужскими [195]. Недостаток геологических и возрастных данных не позволяет точно определить их формационное положение; возможно, токмакские чарнокиты составляют комплекс, одновозрастный с нижнепротерозойским бердичевским комплексом.

Для характеристики славгородского комплекса данных недостаточно, слагающие этот комплекс породы обнаружены скважинами в виде мелких ксенолитов, но сам факт их существования имеет важное петрологическое значение как свидетельство наличия в Среднеприднепровском районе гранулито-гнейсовых толщ.

### 3.1.1. ГАЙВОРОНСКИЙ КОМПЛЕКС

Гайворонский комплекс объединяет чарнокитоиды преимущественно эндербитового и плагиочарнокитового состава, главной чертой которых является пластовая форма залегания и полосчатая текстура (мигматит-чарнокиты), выделен в Днестровско-Бугском районе. Это породы ареального развития, выходы которых приурочены к блокам с наиболее глубоким эрозионным срезом. Основные районы распространения таких чарнокитоидов — Среднее Побужье, включая бассейн р. Синюха, и Приднестровье. Повсюду в области развития чарнокитоидов встречаются маломощные шлирообразные и жильные тела массивных средне- и крупнозернистых чарнокитоидов более позднего бердичевского комплекса. Последние приобретают широкое распространение в районе г. Винница. Гайворонский комплекс в таком объеме выделяется впервые, чтобы отделить архейские чарнокитоиды от раннепротерозойских.

Впервые название «чарнокит» к породам Украинского щита применил В. И. Лучицкий [91, 93]. Н. И. Безбородько [9] детально описал чарнокитоиды под названием пород бугитовой серии, подчеркнул их отличия от чарнокитов Индии, в частности, более низкое содержание $K_2O$. Уместно напомнить, что Н. И. Безбородько за несколько лет до С. Тилли выделил разновидность бескалишпатового кислого чарнокита (сабаровит), которую позднее стали называть эндербитом. Петрология и генезис чарнокитов гайворонского комплекса исследованы Л. Г. Ткачуком [167], В. П. Костюком [70], И. С. Усенко [175], Э. Б. Наливкиной [112], М. Г. Равичем [131], И. Б. Щербаковым [223], В. М. Венидиктовым [27, 28].

По внешнему виду чарнокитоиды гайворонского комплекса представляют собой мигматитоподобные образования, в которых чередуются породы разного состава от двупироксеновых и биотит-гиперстеновых кристаллосланцев до аплитоидных гранитов. Многие исследователи считают, что основные кристаллосланцы являются субстратом, а все прочие более кислые разновидности — гранитным материалом с разной степенью проработки субстрата. Однако имеются многочисленные примеры обнажений, где все виды чарнокитоидов переслаиваются совершенно незакономерно, подобно породам осадочно-вулканогенных толщ, поэтому есть основания предположить, что мигматитовый облик чарнокитоидов обусловлен именно составом исходной толщи. В таком понимании чарнокитоиды гайворонского комплекса являются соскладчатыми, существенно метаморфогенными образованиями.

В зависимости от состава и степени изменения в результате воздействия наложенных процессов выделяются три типа чарнокитоидов. Гайворонский тип (по месту распространения в Гайворон-Завальевском блоке Среднего Побужья) — это гиперстенсодержащие безгранатовые, нередко двупироксеновые породы полосчатой текстуры [223]. Ятранский тип (по р. Ятрань, левому притоку р. Юж. Буг) — гранат- и гиперстенсодержащие эндербиты и плагиочарнокиты сравнительно массивного сложения. Токаревский тип [39] — чарнокитоиды

Нижнего Побужья, обогащенные калием, в которых нередко полностью исчезает гиперстен (фельзические чарнокиты). Токаревские чарнокитоиды первоначально представляли собой породы гайворонского типа, но вследствие интенсивного наложения калиевого метасоматоза с одновременным понижением *PT*-условий, связанным с гранитообразованием в соседнем блоке, превращены в гранито-гнейсы. Чарнокитоиды гайворонского комплекса связаны с породами архейской днестровско-бугской серии, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации [108]. Среди чарнокитоидов гайворонского комплекса резко преобладают породы состава эндербитов, плагиочарнокитов и диорит-эндербитов (рис. 7).

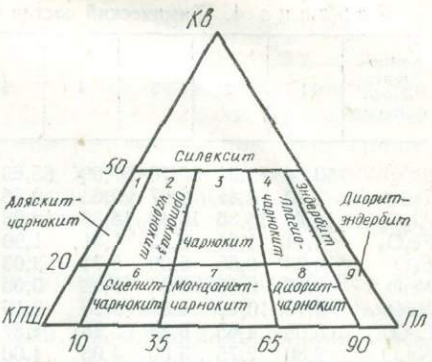



Рис. 7. Классификационная схема чарнокитоидов [214]

Эндербиты — зеленовато-серые сливные афанитовые породы; чарнокиты — обычно розоватые. Для чарнокитоидов очень характерны пластинчатая и стебельчатая текстуры: в кислых чарнокитах кварц, а в более меланократовых — темноцветные минералы образуют параллельные пластины или тяжи толщиной в одно зерно. Такие текстуры исчезают, как только чарнокитоиды подвергаются метасоматической или анатектической переработке.

Появление калиевого полевого шпата в виде межзерновых пленок или овальных порфиробластов обычно связано с более поздним процессом чарнокитизации. В отличие от раннепротерозойских чарнокитоидов в гайворонском комплексе почти отсутствуют чарнокиты монцонитового состава. Микроструктуры чарнокитоидов характеризуются неупорядоченностью, что выражается в их разнозернистости, ксеноморфизме минералов, пленочном расположении калиевого полевого шпата и других признаках, которые являются результатом формирования в условиях дифференциальных движений.

Плагиоклаз в эндербитах имеет основность в среднем около 35. Наиболее основный плагиоклаз (№ 40) отмечается в гайворонских эндербитах, самый кислый (до № 20) — в токаревских чарнокитах. Антипертитовое строение имеет обычно плагиоклаз № 15—40, причем только в присутствии хотя бы небольшого количества калиевого полевого шпата, образование которого связано с наложенной чарнокитизацией.

Калиевый полевой шпат относится к числу наименее упорядоченных на щите. Двойниковая решетка проявляется редко, обычно по периферии зерен. Пертит обилен и разнообразен, но появляется при содержании калиевого полевого шпата в породе не менее 15 %. Содержание элементов-примесей (г/т): Ba — 2400; Sr — 190; Li — 2,47; Rb — 179; Cs — 0,42. Оптическая упорядоченность 0,45—0,95; $\Delta_p$ — 0,0—0,83. Интенсивность рентгеновской термолюминесценции ($I_{РТЛ}$) очень высокая —6000—28 000 усл. ед. Нередко наблюдается сложная структура кривой ТВ с несколькими дополнительными максимумами. Состав и свойства калиевого полевого шпата указывают, таким образом, на первоначально высокие *PT*-условия формирования чарнокитоидов и на влияние более низкотемпературных процессов. Последние проявились преимущественно в Нижнем Побужье.

Ортопироксен имеет железистость 34—58 % (табл. 4). Биотит, как и калиевый полевой шпат,— наложенный минерал. Высокотемпературный биотит — красновато-бурый, высокотитанистый (табл. 4), низкотемпературный — зеленовато-бурый. В биотите установлены примеси (г/т): Sc — 10; V — 500; Cr — 2500; Co — 30; Ni — 1000; Cu — 1; Ga — 5; Zr — 10; Nb — 5; Y — 3500; La — 3. Гранат повсюду первичный, пироп-альмандинового состава, с содержанием альмандина в среднем 58 %.

Акцессорная минерализация эндербитов бедная; ведущие минералы (г/т): циркон — 12—270; апатит — 0—600; ильменит — 0—3500. Акцессорный монацит появляется одновременно с калиевым полевым шпатом. Обращает на себя

Таблица 4. **Химический состав пород и минералов гайворонского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50,86 | 53,21 | 55,10 | 57,09 | 65,63 | 70,62 | 71,42 | 50,10 | 48,90 | 51,93 | 34,70 | 38,10 |
| $TiO_2$ | 2,10 | 0,41 | 0,97 | 0,63 | 0,55 | 0,37 | 0,47 | 0,10 | 0,16 | 0,26 | 3,75 | 5,08 |
| $Al_2O_3$ | 12,90 | 15,36 | 16,49 | 18,83 | 16,28 | 14,17 | 14,29 | 2,16 | 0,31 | 2,26 | 16,89 | 13,55 |
| $Fe_2O_3$ | 2,14 | 1,61 | 3,55 | 1,31 | 1,90 | 1,40 | 0,92 | 2,07 | 4,96 | 0,73 | 3,20 | 3,06 |
| FeO | 9,33 | 8,55 | 5,90 | 5,74 | 3,03 | 2,65 | 2,73 | 24,02 | 25,57 | 20,02 | 16,69 | 10,06 |
| MnO | 0,15 | 0,15 | 0,03 | 0,08 | 0,06 | 0,02 | 0,05 | 0,88 | 0,91 | 0,34 | 0,23 | 0,02 |
| MgO | 8,19 | 10,12 | 4,62 | 3,26 | 2,19 | 1,13 | 1,25 | 19,31 | 16,01 | 22,18 | 11,33 | 18,29 |
| CaO | 6,96 | 4,65 | 6,58 | 5,18 | 4,87 | 3,14 | 4,30 | 0,70 | 0,98 | 0,62 | 0,28 | 0,22 |
| $Na_2O$ | 2,80 | 2,75 | 3,00 | 4,05 | 4,00 | 3,38 | 3,28 | 0,02 | 0,20 | 0,15 | 0,23 | 0,03 |
| $K_2O$ | 1,70 | 1,00 | 1,66 | 1,72 | 0,34 | 1,72 | 0,62 | 0,02 | 0,20 | 0,10 | 8,62 | 9,45 |
| $P_2O_5$ | 0,38 | 0,15 | 0,51 | 0,32 | 0,11 | 0,09 | 0,06 | 0,14 | Не опр. | 0,03 | Не опр. | Не опр. |
| $SO_3$ | 0,27 | 0,03 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,09 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | » | » |
| $H_2O^-$ | 0,00 | 0,15 | 0,24 | 0,24 | 0,10 | 0,26 | 0,18 | 0,07 | 0,24 | 0,07 | 0,16 | 0,39 |
| П. п. п. | 1,72 | 1,55 | 1,24 | 1,11 | 1,03 | 0,73 | 0,38 | 0,44 | 1,40 | 1,49 | 3,89 | 1,20 |
| S | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,12 | Не опр. | 0,30 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| F | — | — | — | — | — | — | — | 0,28 | » | » | 0,50 | 0,08 |
| *Сумма* | 99,50 | 99,69 | 99,89 | 99,89 | 100,09 | 99,98 | 100,04 | 100,31 | 99,84 | 100,18 | 100,47 | 99,53 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | 1,722 | 1,730 | 1,708 | 1,647 | 1,629 |
| $F_{общ}$, $f$ | 43,8 | 36,0 | 52,3 | 54,5 | 55,0 | 66,3 | 62,2 | 43,8 | 51,9 | 34,5 | 49,5 | 28,2 |

Примечание. *Породы:* 1 — двупироксеновый эндербит; пгт Сальково, правый берег р. Юж. Буг [223]; 2 — эндербит; с. Табунов, р. Ятрань [223]; 3 — эндербит; с. Дубово, р. Ятрань [223]; 4 — плагиочарнокит; правобережье р. Синюха, скв. 7715, гл. 80,0 м [223]; 5 — эндербит; пгт Сальково, р. Юж. Буг [223]; 6 — эндербит; с. Кошаро-Александровка, левый берег р. Юж. Буг [223]; 7 — эндербит; пгт Завалье, р. Юж. Буг [223]. *Минералы:* 8 — ортопироксен из эндербита; с. Каменское, р. Синюха, скв. 7716, гл. 50,8 м [223]; 9 — ортопироксен из плагиочарнокита (см. ан. 4); 10 — ортопироксен из эндербита (см. ан. 2); 11 — биотит из плагиочарнокита; г. Первомайск, р. Синюха [223]; 12 — биотит из эндербита (см. ан. 2).

внимание почти полное отсутствие магнетита в неизмененных эндербитах. Циркон в эндербитах очень светлый, желтовато- или буровато-коричневый, со сглаженными гранями; среднее удлинение — 1,95. Ядерный циркон наблюдается только в массивных позднескладчатых эндербитах.

Химический состав эндербитов очень разнообразен (табл. 4). Для них характерно: низкая щелочность, преобладание $Na_2O$ над $K_2O$, высокое — (для гранитоидов) содержание CaO и повышенная глиноземистость, вследствие чего все *они содержат нормативный силлиманит. Железистость средних членов ряда* 35—60 %, основных — ниже, кислых — выше этих значений. Состав эндербитов близок к составу плагиогнейсов амфиболитовой фации.

Чарнокитоиды гайворонского комплекса — существенно метаморфические породы, образовавшиеся в результате метаморфизма в условиях гранулитовой фации, в основном семипелитового состава. Все они — доскладчатые образования, близкие к гранитоидам лишь по составу.

Возраст типичных двупироксеновых эндербитов из карьера «Казачий Яр» в пгт Завалье определен И. М. Лесной по циркону в 3300—2810 млн. лет. Возраст циркона из калишпатизированных доскладчатых чарнокит-мигматитов г. Гайворон значительно ниже — 2680—2360 млн. лет. Одновременно с калишпатизацией появляется монацит возрастом 2680—2020 млн. лет.

### 3.1.2. ТОКМАКСКИЙ КОМПЛЕКС

Токмакский комплекс объединяет высокотемпературные пироксенсодержащие плагиогранитоиды (эндербиты и чарнокиты), развитые преимущественно в западной части Приазовского блока и обнажающиеся по рекам Токмак и Кайинкулак западнее пгт Черниговка.

По данным картировочного бурения, полоса развития эндербитов и чарнокитов прослеживается на северо-восток от пгт Черниговка, в направлении

сел Новополтавка и Семеновка, а также на юго-запад, в направлении сел Чернигово-Токмачанск и Долгое. Другой район развития чарнокитоидов известен в Восточном Приазовье. Выходы их встречаются по правым притокам рек Кальчик и Кальмиус в виде останцов среди гранитоидов анадольского комплекса и граносиенитов. Первые упоминания о присутствии в Приазовье гранитоидов чарнокитового ряда встречаем у В. И. Лучицкого и П. И Лебедева [97], И. Г. Сагайдака [141]. Более детально описаны чарнокиты Приазовья Т. Г. Хмарук и И. Б. Щербаковым [195], К. Е. Есипчуком и Е. Б. Глевасским [52].

Чарнокитоиды токмакского комплекса приурочены исключительно к антиклинорным структурам Приазовского блока: Салтычанской и Кальчик-Кальмиусской. При этом в ядерной части первой, где максимально проявилась раннепротерозойская гранитизация, они не сохранились, а полностью переработаны в более низкотемпературные мигматиты.

Породы рассматриваемого комплекса не образуют сколько-нибудь значительных по площади обособленных массивов, а наблюдаются в виде пластовых тел мощностью от нескольких до первых сотен метров, тесно связанных с супракрустальными образованиями, представленными кристаллосланцами основного состава. Эндербиты нередко развиваются по пироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцам и, в свою очередь, по мере обогащения калиевым полевым шпатом замещаются чарнокитами.

Эндербиты токмакского комплекса представляют собой серые или зеленовато-серые массивные, реже нечеткополосчатые породы, состоящие из плагиоклаза (50—65 %), кварца (10—35 %), ромбического и моноклинного пироксенов (до 10—15 %), роговой обманки и биотита (до 5—8 %). Акцессорные минералы: циркон (126 г/т), апатит (2800 г/т), магнетит, ильменит, пирит, реже сфен. Структура гранобластовая. Для чарнокитов обычно характерна более светлая окраска с появлением розоватого оттенка. В их составе существенная роль принадлежит калиевому полевому шпату, содержание которого достигает 40 %.

Состав плагиоклаза меняется от андезина (№ 45—50) в наиболее основных разностях эндербитов до олигоклаза (№ 20—25) в типичных чарнокитах. В большинстве случаев зерна плагиоклаза сдвойникованы (преобладает альбитовый закон двойникования); нередки выклинивающиеся («висячие») или перекрещивающиеся двойники. Для многих зерен характерно волнистое погасание.

Калиевый полевой шпат образует антипертитовые вростки, тонкие межзерновые пленочные выделения и самостоятельные зерна неправильной формы. В антипертитовых вростках и межзерновых пленках он имеет одинаковую оптическую ориентировку, что свидетельствует об их генетическом родстве (антипертиты замещения). Калиевый полевой шпат нерешетчатый, с небольшим количеством (до 20—15 %) пертитовых вростков

Пироксен представлен моноклинной и ромбической разновидностями, чаще преобладает первая. Железистость моноклинного пироксена находится в пределах 28—48 %, по составу он занимает промежуточное положение между салитом и авгитом. Ромбический пироксен представлен гиперстеном с железистостью 38—55 %. Судя по форме зерен и взаимоотношениям с другими минералами, в чарнокитоидах сохраняются реликтовые пироксены основных кристаллических сланцев, однако состав их при этом несколько изменяется. Гиперстен и салит в чарнокитоидах более магнезиальный, менее глиноземистый и менее кальциевый (табл. 5).

Роговая обманка встречается довольно редко, буровато-зеленого или травянисто-зеленого цвета с железистостью 35—56 %. Биотит оранжево-коричневый или красновато-бурый, его железистость равна 28—56 %, но преимущественно 34—36 %; характерна также низкая глиноземистость ($al$ = 30—32). Содержание элементов-примесей в биотите (г/т): Sr — 500; Ba — 200; Cr —80; V — 60; Ni — 55; Co — 25; Zr — 15; Nb — 15; в роговой обманке: Y — 200; La — 100; Sc — 80; Zr — 30; V — 20; Yb — 20; Nb — 10; Co — 6.

Циркон в породах токмакского комплекса двух типов. Первый, очевидно, унаследованный от кристаллосланцев, представлен более мелкими зернами,

Таблица 5. **Химический состав пород и минералов токмакского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 61,38 | 69,06 | 69,44 | 50,75 | 51,60 | 35,93 |
| $TiO_2$ | 0,48 | 0,24 | 0,40 | 0,05 | 0,10 | 3,87 |
| $Al_2O_3$ | 16,45 | 16,09 | 14,22 | 1,36 | 2,22 | 14,85 |
| $Fe_2O_3$ | 1,26 | 0,78 | 1,02 | 2,25 | 1,97 | 3,03 |
| FeO | 5,48 | 1,76 | 1,62 | 21,56 | 7,04 | 16,70 |
| MnO | 0,12 | 0,05 | 0,02 | 0,56 | 0,22 | 0,23 |
| MgO | 3,50 | 1,29 | 1,61 | 21,57 | 14,28 | 12,47 |
| CaO | 5,98 | 3,13 | 1,61 | 0,50 | 21,07 | 0,60 |
| $Na_2O$ | 3,68 | 4,58 | 3,80 | 0,24 | 0,75 | 0,41 |
| $K_2O$ | 1,20 | 2,74 | 5,26 | 0,05 | 0,05 | 9,20 |
| $P_2O_5$ | 0,30 | — | 0,16 | — | — | 0,11 |
| $SO_3$ | — | 0,03 | — | — | — | — |
| $H_2O^-$ | — | 0,20 | 0,58 | 0,16 | 0,20 | 0,08 |
| П. п. п. | 0,49 | 0,25 | 0,29 | 1,35 | 0,79 | 2,66 |
| *Сумма* | 100,32 | 100,2 | 100,03 | 100,40 | 100,29 | 100,14 |
| $F_{общ}$, *f* | 55,4 | 59,0 | 53,5 | 38,6 | 26,1 | 47,0 |

Примечание. *Породы:* 1 — эндербит; ст. Верхний Токмак (кол. К. Е. Есипчука); 2 — эндербит; р. Токмак (кол. В. М. Дралова); 3 — чарнокит; р. Токмак (кол. К. Е. Есипчука). *Минералы:* 4 — гиперстен из чарнокита; р. Токмак (кол. К. Е. Есипчука); 5 — клинопироксен из чарнокита; р. Токмак (кол. К. Е. Есипчука); 6 — биотит из чарнокита; р. Токмак (кол. К. Е. Есипчука).

с неясно выраженной огранкой, трещиноватый, желтовато- или буровато-коричневой окраски. Циркон второго типа, преобладающий в чарнокитах, образует прозрачные нетрещиноватые зерна светло-коричневой окраски, с розоватым, а местами сереневым оттенком. Иногда в нем наблюдаются ядра циркона первой генерации. Габитус цирконов довольно разнородный, с присутствием гиацинтовых и цирконовых форм; удлинение от 1,5 до 2,5.

Апатит представлен гидроксилсодержащей разновидностью с низким содержанием редкоземельных элементов. Он образует бесцветные, удлиненно-призматические зерна; резко преобладает над цирконом. В чарнокитах по сравнению с эндербитами содержание всех акцессорных минералов за исключением ильменита выше.

Для химического состава эндербитов характерно сравнительно невысокое содержание $SiO_2$ (61—69 %) и щелочей ($Na_2O + K_2O = 5$—7 %) при резком преобладании натрия над калием. Железистость эндербитов (50—52) несколько выше, чем развивающихся по ним чарнокитов (46—48) (табл. 5). Породы токмакского комплекса образовались в результате высокотемпературного метасоматоза по пироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцам; эндербиты относятся к архейскому этапу формирования земной коры, а чарнокиты — к протерозойскому (2080 млн. лет).

## 3.2. ФОРМАЦИЯ ТОНАЛИТОВ И ПЛАГИОГРАНИТОВ

К описываемой формации отнесены гранитоиды раннеархейского возраста, отличительной особенностью которых является преимущественно ультраметагенный способ образования в условиях, соответствующих амфиболитовой фации регионального метаморфизма ($T = 550$—$650$ °C; $P = (2$—$5) \cdot 10^8$ Па). При выделении этой формации вопрос о прогрессивном или регрессивном характере метаморфизма, с которым было связано гранитообразование, не являлся определяющим, в связи с чем в нее попали как гранитоиды, представляющие собой предположительно ретроморфические образования по гранулито-гнейсовому субстрату, так и гранитоиды из толщ, где метаморфизм не превышал уровня амфиболитовой фации. Такой подход обусловлен тем обстоятельством, что в большинстве конкретных случаев не удается однозначно решить вопрос о первичности или вторичности амфиболитового метаморфизма, поскольку даже наличие локальных гранулитовых минеральных ассоциаций не может служить неопровержимым доказательством

существования двух разобщенных во времени метаморфических циклов. Кроме того, неизбежным следствием такого разделения явилась бы необходимость расчленения прогеосинклинального этапа на два более дробных временных подразделения, что вряд ли оправдано.

Описываемая формация представлена в Среднеприднепровском (днепропетровский комплекс), Росинско-Тикичском (тетиевский и звенигородский комплексы), Ингуло-Ингулецком (ингулецкий комплекс) и Приазовском (шевченковский комплекс) районах. По данным изотопного датирования, гранитоиды всех перечисленных комплексов относятся к образованиям древнее 2800 млн. лет. Повсеместно гранитоиды залегают в полях мигматитов, будучи с ними часто связаны постепенными переходами. Наряду с ультраметагенными гранитоидами явно автохтонного происхождения в составе почти каждого комплекса устанавливаются аллохтонные гранитоиды, подвергшиеся в более поздние этапы развития района рассланцеванию, а нередко и мигматизации.

### 3.2.1. ДНЕПРОПЕТРОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Днепропетровский комплекс развит в пределах Среднеприднепровского мегаблока, где он представлен сложной гетерогенной диорит-тоналит-плагиогранитовой ассоциацией, участвующей наряду с супракрустальными образованиями аульской серии в строении нижнего (доконкско-верховцевского) структурного этажа. Следует отметить, что вопрос о выделении слагающих описываемый комплекс гранитоидов в качестве доконкско-верховцевских образований относится к числу дискуссионных. До настоящего времени еще не получены надежные радиологические датировки, подтверждающие их более древний возраст по сравнению с возрастом позднеархейских гранитоидов конкско-верховцевского времени (3000—2700 млн. лет). Выделение днепропетровского комплекса основывается только на косвенных геологических данных, полученных при изучении структурной и метаморфической эволюции всей совокупности докембрийских образований района (см. гл. 1).

В подавляющей массе гранитоиды описываемого комплекса затронуты более поздними эндогенными процессами, которые обусловили в них значительные структурные деформации и существенные изменения минерального состава. Вероятно, именно с этим обстоятельством и связаны те многочисленные затруднения, которые возникают при решении вопроса о возрастном положении и генетической природе гранитоидов этого комплекса.

Днепропетровский комплекс гранитоидов в стратиграфической схеме УРМСК (1982) выделен по материалам В. И. Орсы и Б. З. Берзенина [15], однако нельзя не отметить, что концепция о доконкско-верховцевском возрасте складчатых гранито-гнейсовых толщ Среднего Приднепровья существует уже долгое время и поддерживается многими исследователями. Разнообразный материал, касающийся различных аспектов геологии и петрологии гранитоидов, выделенных в днепропетровский комплекс, приведен в монографических работах Н. И. Безбородько [5], Н. П. Семененко [143], Ю. Ир. Половинкиной [124, 125], Г. И. Каляева [62], В. И. Орсы [117] и в ряде др. Кроме названных, исследовали породы этого комплекса В. А. Домгер, П. П. Пятницкий, В. И. Лучицкий, В. Е. Тарасенко, И. С. Усенко, М. Н. Ивантишин, Н. И. Никольский, Я. Н. Белевцев, А. И. Тугаринов, Л. В. Комлев, М. Н. Доброхотов, Р. И. Сироштан, В. Н. Трощенко, Б. З. Берзенин, В. С. Мищенко, Р. Я. Белевцев, А. М. Лысак, А. А. Сиворонов, В. В. Иванченко, А. Б. Бобров и др.

В петрогенетическом отношении днепропетровский комплекс не однороден. Он включает как автохтонные ультраметагенные образования, так и многочисленные тела огнейсованных, судя по всему, первично аллохтонных магматогенных гранитоидов диорит-тоналитового состава. Характернейшей особенностью гранитоидов комплекса является теснейшая пространственная, а для ультраметагенных гранитоидов и вещественная связь с супракрустальными породами субстрата, представленного гнейсо-амфиболитовыми толщами аульской серии.

Процесс, приведший к образованию гранитоидов днепропетровского комплекса, несомненно был растянут во времени и проходил при различных тектонических условиях, начиная от этапа ранних складчатых деформаций и кончая послескладчатым этапом проявления жестких деформаций в условиях начавшейся консолидации. По принадлежности к различным этапам развития и генетическим особенностям гранитоиды в первом приближении можно расчленить на ряд групп, далеко не равнозначных как по объему, так и по степени обоснованности их выделения.

Наиболее широко развиты соскладчатые ультраметагенные плагиогранитоиды, представленные артеритовыми и небулитовыми мигматитами и породами, которые обычно описывают под названием мигматит-гранитов, теневых мигматитов, гранито-гнейсов, бластитов и т. п. По минеральному составу они относятся к биотитовым, роговообманко-биотитовым и реже гранат-роговообманко-биотитовым тоналитам и плагиогранитам. В подчиненном количестве присутствуют как более основные существенно меланократовые образования, соответствующие диоритам и кварцевым диоритам, так и лейкократовые разновидности плагиогранитов. Имеются основания считать, что состав этих гранитоидов во многом определялся составом исходных пород. Так, в зонах развития амфиболитов и основных кристаллосланцев аульской серии преобладают тоналиты повышенной основности, а также кварцевые диориты и диориты. По биотитовым гнейсам обычно развиваются более кислые тоналиты, плагиограниты и реже микроклинсодержащие граниты. В связи с определяющей ролью характера субстрата в формировании ультраметагенных гранитоидов района вся их совокупность расчленена нами на два типа: гранитоиды, развитые по существенно метабазитовому субстрату (чаплинский тип) и гранитоиды, развитые по гнейсовому субстрату (запорожский тип). Весь комплекс ультраметагенных гранитоидов тесно перемежается с останцами метаморфических пород. Гранитоиды не образуют крупных обособленных массивов, а развиты обычно в виде тел небольшого размера, связанных с вмещающими породами постепенными переходами. Слагающие данную группу гранитоиды представляют собой сложную мозаичную совокупность пород полосчато-сланцевого текстурного облика с подчиненными им количественно породами однородного сложения. Между собой эти текстурные разновидности связаны теснейшим образом, что совершенно однозначно решает вопрос об их генетической общности.

Следующая группа представлена более поздними (позднескладчатыми?) аллохтонными гранитоидами, геологическая позиция которых определяется, с одной стороны, наличием в них ксенолитов ранее дислоцированных метаморфических пород и мигматитов, а с другой стороны, наложением на них сланцеватости, связанной с деформациями конкско-верховцевского цикла. К этой группе принадлежит большинство рассланцованных тоналитов (ортогнейсов), а также, по всей вероятности, интрузии кварцевых диоритов [71]. Наконец, к последней группе отнесены жильные гранитоидные образования, завершившие гранитообразующий процесс аульского цикла. Представлены они серыми мелкозернистыми плагиогранитами, нередко обогащенными биотитом. Перечисленные выше группы гранитоидов отражают длительный процесс гранитообразования доконкско-верховцевского цикла корообразования. Можно не сомневаться, что при дальнейшем изучении их всю сложную совокупность гранитоидов можно будет уверенно расчленить на отдельные более дробные комплексы, по своему объему соответствующие тем комплексам, которые в данной работе выделены среди гранитоидов последующих этапов геологического развития щита.

Особенности вещественного состава гранитоидов днепропетровского комплекса целесообразно рассмотреть в сравнительном плане, разделив их только на две крупные чисто петрографические группы: 1) амфиболсодержащие гранитоиды, характеризующиеся обычно повышенной основностью, и 2) безамфиболовые гранитоиды нормальной основности.

Первая группа включает кварцевые диориты, роговообманко-биотитовые тоналиты и плагиограниты. Различные генетические типы, составляющие эту

группу, при довольно близком петрографическом составе четко различаются по минералого-геохимическим признакам.

Роговая обманка аллохтонных гранитоидов, по данным химических анализов, характеризуется низкой железистостью, изменяющейся в интервале 45—48 %. В то же время в амфиболсодержащих ультраметагенных гранитоидах (гранито-гнейсах) железистость роговых обманок достигает 65, а в ряде случаев 76 %. Кроме того, в них значительно выше содержание алюминия и ниже кремния. Из этого следует, что роговые обманки аллохтонных гранитоидов обогащены чермакитовой молекулой, в то время как в роговых обманках гранито-гнейсов четко проявлена тенденция к обогащению гастингситовым компонентом.

Биотит в аллохтонных гранитоидах плеохроирует от зеленовато-бурого по *Ng* до светло-бурого по *Np*. Показатели преломления варьируют в пределах 1,635—1,640, что характеризует их как среднежелезистые разности. Приблизительно в этих же тонах плеохроирует биотит из ультраметагенных гранито-гнейсов, но показатели преломления у него выше. По данным химических анализов, железистость биотитов в них составляет около 60 %, в то время как в аллохтонных гранитах она не поднимается выше 43 %.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми и призматическими зернами. Основная масса плагиоклаза из аллохтонных гранитоидов относится к олигоклазу и андезину (№ 26—34). В гранито-гнейсах состав плагиоклаза изменяется в более широких пределах (№ 16—38), что, по всей вероятности, определяется присутствием в этих породах реликтовых зерен этого минерала. Калиевый полевой шпат наблюдается в очень ограниченном количестве в виде антипертитов замещения.

Главными акцессорными минералами амфиболсодержащих гранитоидов являются апатит, магнетит, циркон, ильменит, сфен, ортит, рутил, пирит. Среднее содержание их в аллохтонных гранитоидах следующее (г/т): магнетит — 6540; апатит — 975; циркон — 173; сфен — 160; ортит — 50; ильменит — 24; рутил — 2; пирит — 30. В гранито-гнейсах обычно отсутствуют ильменит и ортит, но в небольшом количестве установлены гранат, пирротин.

В петрохимическом отношении группа амфиболсодержащих гранитоидов представлена породами, слабо пересыщенными $SiO_2$ и очень бедными щелочами. По сравнению со средним составом кварцевых диоритов, по Р. Дэли, в гранитоидах соответствующего состава описываемой группы ниже содержание $K_2O$ и выше $Al_2O_3$. Во всех анализах устанавливается четкое кальцилиплетовое уклонение. Коэффициент железистости в основном не выходит за пределы 48—53 %.

Касаясь особенностей вещественного состава безамфиболовых гранитоидов, необходимо отметить, что различия между составляющими группу генетическими типами здесь выявились не столько в химическом составе породообразующих минералов, сколько в некоторых их структурных и петрохимических особенностях. В минеральном составе плагиогранитов ультраметагенного генетического типа преобладает плагиоклаз (40—65 %). Состав его колеблется в широких пределах, что связано с наличием нескольких генераций. Обычно плагиоклаз наиболее ранней генерации присутствует в виде ядер в зональных зернах, его основность соответствует плагиоклазу № 32—34. Ядра окаймлены плагиоклазом более поздней генерации (№ 16—24). Апогнейсовые плагиограниты запорожского типа в целом содержат более кислый плагиоклаз по сравнению с плагиогранитами чаплинского типа.

Главным темноцветным минералом в плагиогранитах является биотит. По химическому составу биотиты (табл. 6) относятся к среднежелезистым разновидностям ($f = 50$—$60$ %). По соотношению алюминия и кремния биотиты разделяются на две группы, соответствующие гранитоидам днепропетровского и запорожского типов. Роговая обманка присутствует обычно только в аподиабазовых плагиогранитах. Она плеохроирует в буровато-зеленых тонах; $2V = -62°$; $cNg = 18$—$22°$; $n_g = 1{,}686 \pm 0{,}002$; $n_p = 1{,}662 \pm 0{,}002$.

Кварц встречается в следующей форме: 1) округлые зерна размером 0,2—0,3 мм часто присутствуют в виде включений в зернах плагиоклаза; 2) ксено-

Таблица 6. **Химический состав пород и минералов днепропетровского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 56,99 | 61,99 | 65,65 | 67,93 | 69,39 | 72,19 | 43,78 | 38,97 | 36,44 | 34,05 | 36,01 | 35,88 |
| $TiO_2$ | 0,71 | 0,40 | 0,36 | 0,26 | 0,31 | 0,33 | 1,34 | 0,67 | 2,47 | 2,56 | 2,14 | 1,91 |
| $Al_2O_3$ | 17,12 | 18,20 | 15,84 | 16,28 | 16,02 | 12,61 | 9,70 | 14,79 | 17,14 | 16,90 | 16,62 | 16,60 |
| $Fe_2O_3$ | 1,32 | 2,49 | 2,28 | 0,78 | 0,64 | 0,61 | 7,43 | 7,72 | 4,09 | 3,92 | 4,25 | 5,64 |
| FeO | 5,60 | 2,14 | 2,30 | 2,99 | 2,29 | 3,73 | 12,06 | 18,00 | 13,97 | 22,46 | 16,15 | 15,55 |
| MnO | 0,12 | — | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,14 | 0,38 | 0,42 | 0,19 | 0,28 | 0,30 | 0,30 |
| MgO | 4,15 | 2,13 | 1,99 | 1,30 | 0,79 | 0,97 | 10,34 | 4,37 | 12,34 | 7,24 | 11,46 | 10,03 |
| CaO | 7,27 | 5,18 | 3,64 | 3,43 | 3,71 | 3,86 | 11,46 | 10,98 | 0,21 | 0,11 | 0,62 | 0,55 |
| $Na_2O$ | 3,40 | 4,78 | 3,66 | 4,53 | 4,44 | 3,34 | 1,14 | 1,36 | 0,11 | 0,10 | 0,30 | 0,22 |
| $K_2O$ | 1,11 | 1,10 | 2,16 | 1,64 | 1,46 | 1,02 | 0,80 | 0,99 | 8,86 | 7,74 | 9,28 | 9,01 |
| $P_2O_5$ | 0,35 | 0,34 | 0,26 | 0,14 | 0,11 | 0,22 | — | — | — | — | — | 0,14 |
| $CO_2$ | — | — | 0,28 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $SO_3$ | 0,01 | — | — | — | 0,02 | 0,04 | — | — | — | — | — | — |
| F | — | — | — | — | — | — | — | 0,03 | 0,27 | 0,05 | 0,20 | 0,68 |
| $H_2O$ | 0,22 | 0,21 | 0,09 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | Следы | 0,15 | — | 0,27 | 0,26 | 0,26 |
| П. п. п. | 1,42 | 0,52 | 0,81 | 0,32 | 0,66 | 0,72 | 1,69 | 2,01 | 3,11 | 3,83 | 2,85 | 3,63 |
| *Сумма* | 99,78 | 99,48 | 99,98 | 100,07 | 99,92 | 99,78 | 100,12 | 100,46 | 99,71 | 99,51 | 100,44 | 100,40 |
| $F_{общ}$, *f* | 47,96 | 53,98 | 54,54 | 61,90 | 67,23 | 71,95 | 50,97 | 76,50 | 44,80 | 67,10 | 49,37 | 53,46 |
| ρ | — | — | — | — | — | — | — | 3,34 | — | 2,72 | 3,127 | — |

Примечание. *Породы:* 1 — гнейсовидный кварцевый диорит; р. Днепр, с. Запорожец [117]; 2 — гнейсовидный кварцевый диорит; р. Днепр, г. Игрень (кол. В. И. Орсы); 3 — тоналито-гнейс; р. Днепр, б. Тягинка (кол. В. И. Орсы); 4 — тоналито-гнейс; р. Днепр, пгт Чапли [117]; 5 — плагиогранито-гнейс; р. Татарка, Надеждинский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 6 — плагиогранито-гнейс; р. Базавлук, с. Мироновка (кол. В. И. Орсы). *Минералы:* 7 — роговая обманка из кварцевого диорита (см. ан. 2); 8 — роговая обманка из плагиогранито-гнейса (см. ан. 6); 9 — биотит из кварцевого диорита (см. ан. 2); 10 — биотит из плагиогранито-гнейса (см. ан. 6); 11 — биотит из плагиогранито-гнейса (см. ан. 5); 12 — биотит из мигматизированного плагиогранита; р. Днепр, с. Никольское (кол. В. И. Орсы). Кроме того, в ан. 9 Bao — 0,50 %

морфные зерна размером 1,5—3,0 мм обычно корродируют плагиоклаз; 3) мозаичные агрегаты корродируют не только зерна плагиоклаза, но также микроклин и биотит; 4) симплектитовые сростки с биотитом.

Описываемая группа плагиогранитоидов характеризуется довольно неустойчивым химическим составом (табл. 6). В соответствии с классификацией А. Н. Заварицкого, эта группа гранитов относится к породам, пересыщенным $SiO_2$ ($45 > Q > 15$) и бедным щелочами ($4 > a : c > 5/2$). Для большинства анализов характерно алкалиптоховое и кальцилиплетовое уклонение по отношению к среднему составу докембрийского гранита Р. Дэли. Коэффициенты железистости обычно лежат в пределах 40—60 %, т. е. эти породы более железистые, чем амфиболсодержащие гранитоиды.

### 3.2.2. ЗВЕНИГОРОДСКИЙ КОМПЛЕКС

Звенигородский комплекс включает диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и плагиограниты. Породы комплекса распространены в Росинско-Тикичском районе, в междуречье Горный Тикич и Гнилой Тикич, и обнажены главным образом по р. Гнилой Тикич и его притокам.

Звенигородский тип гранодиорита выделен Н. И. Безбородько [9]; В. И. Лучицкий отнес эти породы к кременчугско-звенигородскому комплексу. В последнее время название «звенигородский комплекс» приобрело стратиграфический смысл. В схеме УРМСК (1978) под этим названием понимается ультраметаморфический аналог росинско-тикичской серии, причем областью развития пород комплекса считают весь Росинско-Тикичский район.

Особенностью звенигородского комплекса является частая перемежаемость всех типов гранитоидов, отсутствие ясно очерченных массивов и мигматитовый характер пород. Ю. Ю. Юрк [228] впервые обратил внимание на эти особенности комплекса, указав, что гранодиориты образуют более или менее обособленные массивы только по р. Горный Тикич и западнее его. Последние нами объединены в тетиевский плагиогранит-гранодиоритовый комплекс.

В звенигородском комплексе по общим условиям залегания соединены два

петрохимически разных типа пород. Гранодиорит-тоналиты — это богатые CaO породы, плагиограниты же близки метапелитам. Неоднократно отмечалось, что гранодиориты и тоналиты связаны постепенными переходами с диоритами, а последние — с амфиболитами, служащими субстратом. Плагиограниты же всегда связаны с биотитовыми плагиогнейсами, т. е. с нормально глиноземистыми породами. Принадлежность к двум полярным типам пород определяет все минералого-петрографические особенности гранодиоритов и плагиогранитов.

Степень метаморфизма пород района, включая и собственно гранитоиды, оценивается условиями низкой амфиболитовой субфации с наложенной эпидот-амфиболитовой фацией. Температура, определенная по биотит-роговообманковому геотермометру, составляет 530—570 °С.

Все породы звенигородского комплекса, как правило, гнейсовидные и нередко мигматизированы. Массивные разности чаще встречаются среди плагиогранитов. Для гранодиоритов очень характерна микроочковая бластовая структура, причем «очки» сложены голубовато-серым плагиоклазом. Другие типы структур: гломеробластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая, гипидиоморфнозернистая (последняя — в массивных плагиогранитах). Тоналиты отличаются от плагиогранитов постоянным наличием роговой обманки, значительно бо́льшим содержанием калиевого полевого шпата. Среди роговообманковых пород преобладают тоналиты такого состава (%): плагиоклаз — 50—60; кварц — 15—25; роговая обманка и биотит — 18—25; калиевый полевой шпат — до 10; состав плагиогранитов (%): плагиоклаз — 50—60; кварц — 28—40; биотит — 5—10; калиевый полевой шпат — 5—10. Тоналиты в целом — породы более меланократовые.

Плагиоклаз в породах тоналитового ряда наиболее идиоморфен, он образует основу минеральной ткани. Средняя основность плагиоклаза в диоритах и кварцевых диоритах — № 36, в тоналитах и гранодиоритах — № 33, в плагиогранитах — № 24. Антипертитовая структура в плагиоклазе появляется только при достаточно высоком содержании микроклина — около 10 %. Микроклин встречается в виде мелких ксеноморфных зерен, поэтому его двойниковая решетка несовершенна.

Роговая обманка присутствует исключительно в гранодиорит-тоналитовых породах. Обычно она голубовато-зеленая; зеленая и, тем более, буровато-зеленая роговая обманка не встречена. Зеленая окраска иногда сохраняется в центре зерен, указывая на более позднее происхождение голубовато-зеленых роговых обманок. Процесс «поголубения» зеленой роговой обманки широко распространен в зоне сочленения Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов и отражает наложение «гранитного» метаморфизма. Несмотря на внешнее сходство, по химическому составу роговые обманки довольно разнообразны (табл. 7). Интересно, что химический состав роговых обманок гранодиоритов и залегающих среди них пластовых амфиболитов совпадает.

Биотит в гранодиорит-тоналитах зеленовато-бурый, в плагиогранитах — преимущественно бурый или красновато-бурый. В гранодиоритах биотит замещается эпидотом и сфеном, в плагиогранитах — мусковитом. По химическому составу биотиты двух групп пород различаются так же четко, как и биотиты петрохимических аналогов этих пород — богатых и бедных CaO (табл. 7). На соответствующих диаграммах, например, Si—Ti—$Al_{VI}$ биотиты гранодиоритов и плагиогранитов образуют обособленные группы точек. По составу биотиты вполне типичны для амфиболитовой фации.

Различия вещественного состава гранодиоритов и плагиогранитов хорошо иллюстрируются особенностями акцессорной минерализации. В гранодиоритах ассоциация акцессориев титанит-цирконовая (г/т): циркон; апатит — 5460; сфен — 5700; магнетит — 14 000; сульфиды — 233. В плагиогранитах преобладает ассоциация циркон-апатитовая (г/т): апатит — 3360; сфен — 446; магнетит — 3530; сульфиды — 141. В плагиогранитах нередко появляются монацит, пироксены, гранат, графит, в гранодиоритах — ортит. Кварцевые диориты комплекса характеризуются резким преобладанием апатита над цирконом, высоким содержанием сфена (25 500 г/т) и отсутствием магнетита.

Таблица 7. Химический состав пород и минералов звенигородского комплекса, %

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53,49 | 54,04 | 59,00 | 64,69 | 60,23 | 63,34 | 62,78 | 66,78 | 70,55 | 67,05 | 70,79 | 36,47 | 39,62 | 35,29 | 36,20 | 33,21 | 35,49 | 45,18 | 44,00 | 39,48 | 45,50 |
| $TiO_2$ | 0,14 | 0,12 | 1,11 | 0,63 | 0,64 | 0,45 | 0,46 | 0,26 | 0,21 | 0,45 | 0,24 | 2,15 | 2,52 | 2,68 | 2,52 | 2,48 | 1,27 | 0,92 | 3,24 | 1,49 | 0,76 |
| $Al_2O_3$ | 19,31 | 21,63 | 16,53 | 15,31 | 16,32 | 15,53 | 17,65 | 17,45 | 15,15 | 15,47 | 15,83 | 18,03 | 15,72 | 16,77 | 16,36 | 18,66 | 16,80 | 10,05 | 10,88 | 12,72 | 9,70 |
| $Fe_2O_3$ | 3,05 | 1,83 | 1,92 | 1,50 | 4,78 | 3,18 | 1,37 | 0,15 | 0,75 | 2,73 | 1,63 | 4,82 | 3,70 | 4,62 | 3,62 | 6,01 | 6,05 | 3,02 | 5,27 | 7,22 | 4,02 |
| FeO | 4,46 | 3,74 | 5,18 | 4,87 | 3,61 | 3,97 | 2,72 | 2,74 | 2,62 | 3,11 | 1,23 | 17,23 | 17,20 | 18,00 | 17,57 | 18,69 | 18,08 | 12,36 | 15,41 | 15,07 | 12,38 |
| MnO | 0,12 | 0,10 | 0,29 | 0,14 | 0,10 | 0,13 | 0,07 | 0,03 | 0,07 | 0,09 | 0,05 | 0,13 | 0,10 | 0,61 | 0,36 | 0,10 | 0,25 | 0,20 | 0,41 | 0,47 | 0,20 |
| MgO | 4,27 | 3,38 | 2,99 | 1,98 | 2,64 | 2,52 | 1,47 | 1,25 | 0,63 | 1,51 | 0,75 | 8,53 | 10,81 | 8,55 | 9,60 | 7,01 | 9,62 | 12,10 | 7,91 | 8,18 | 11,78 |
| CaO | 8,54 | 9,10 | 5,72 | 4,38 | 6,32 | 5,26 | 4,27 | 3,36 | 2,21 | 3,76 | 3,32 | 1,44 | 0,45 | 0,18 | 0,25 | 0,49 | 0,42 | 12,53 | 10,22 | 10,82 | 11,84 |
| $Na_2O$ | 4,50 | 4,70 | 4,48 | 4,09 | 3,59 | 3,64 | 5,34 | 5,73 | 4,85 | 3,70 | 4,85 | 0,52 | 0,33 | 0,21 | 0,33 | 0,61 | 0,10 | 1,10 | 1,43 | 1,32 | 0,90 |
| $K_2O$ | 0,70 | 0,60 | 0,56 | 1,00 | 1,10 | 1,81 | 2,20 | 1,30 | 1,60 | 1,93 | 1,12 | 7,76 | 9,00 | 9,10 | 9,11 | 8,18 | 8,90 | 0,62 | 0,52 | 1,00 | 0,65 |
| $P_2O_5$ | 0,07 | 0,17 | 0,22 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,20 | 0,07 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,03 | 0,05 | 0,10 | 0,17 | Нет | Нет | 0,02 | Не опр. | 0,10 | 0,03 |
| $H_2O^-$ | 0,21 | 0,26 | 0,23 | 0,24 | 0,07 | 0,07 | 0,25 | 0,13 | 0,18 | 0,12 | 0,06 | 0,05 | 0,09 | 0,18 | 0,26 | 0,50 | 0,38 | 0,02 | » » | 0,15 | 0,06 |
| П. п. п. | 0,84 | 0,65 | 1,12 | Не опр. | 0,53 | 0,49 | 0,73 | 0,54 | 0,43 | 0,52 | 0,47 | 2,63 | 3,43 | 3,85 | 3,68 | 4,67 | 2,03 | 1,86 | 2,22 | 2,60 | 2,16 |
| $SO_3$ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,27 | Не опр. | Не опр. | 0,09 | Не опр. | 0,41 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,05 | 0,03 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,13 | Не опр. |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | » » | » » | 0,14 | 0,17 | 0,40 | 0,16 | » » | 0,06 | Не опр. | » » |
| *Сумма* | 99,70 | 100,32 | 99,58 | 99,10 | 99,93 | 100,39 | 99,98 | 99,79 | 99,77 | 100,44 | 100,35 | 99,77 | 100,32 | 100,33 | 100,23 | 100,51 | 99,55 | 99,98 | 99,57 | 100,15 | 99,98 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,659 | 1,643 | 1,657 | 1,644 | 1,653 | Не опр. | 1,674 | 1,686 | 1,692 | 1,679 |
| $2V$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 5,5° | Не опр. | 6,9° | 5,2° | 6,2° | » » | —72° | Не опр. | —52° | —68° |
| $F_{общ}$ *f* | 49,9 | 47,1 | 57,5 | 63,8 | 63,1 | 60,8 | 61,4 | 56,4 | 75,9 | 67,7 | 67,2 | 58,8 | 49,8 | 60,1 | 55,3 | 65,5 | 58,4 | 41,6 | 59,4 | 61,5 | 43,6 |

Примечание. *Породы:* 1 — кварцевый диорит; с. Бужанка, правый берег р. Гнилой Тикич [223]; 2 — р. Гнилой Тикич [223]; 5 — тоналит [82]; 6 — тоналит [82]; 7 — плагиогранит; с. Кищенцы, скв. 7540, гл. [188]; 10 — плагиогранит (кол. Е. М. Лазько); 11 — плагиогранит (кол. Е. М. Лазько). *Минералы:* 12 — био 15 — биотит из плагиогранита (см. ан. 9); 16 — биотит из плагиогранита; с. Ольховец [188]; 17 — биотит из из тоналита (см. ан. 3); 20 — роговая обманка из тоналита (см. ан. 4); 21 — роговая обманка из кварцевого тоналит; там же; 3 — тоналит; с. Смильченцы, скв. 7649 [223]; 4 — тоналит; с. Бужанка, правый берег 36,1 м [223]; 8 — плагиогранит; пгт Лысянка, р. Горный Тикич [188]; 9 — плагиогранит; г. Звенигородка тит из тоналита (см. ан. 4); 13 — биотит из тоналита (см. ан. 3); 14 — биотит из плагиогранита (см. ан. 8); плагиогранита; г. Звенигородка [57]; 18 — роговая обманка из тоналита (см. ан. 2); 19 — роговая обманка диорита (см. ан. 1).

Циркон гранодиоритов и плагиогранитов по внешнему виду одинаков: он прозрачный, бесцветный или окрашен в бледно-коричневые и желтоватые тона, имеет высокое двупреломление. По этим признакам циркон из пород звенигородского комплекса сходен с цирконом ранней генерации уманских гранитов.

Гранодиориты и плагиограниты хорошо различаются петрохимически (табл. 7). В гранодиоритах меньше $SiO_2$ (до 65 %), значительно больше CaO, обычно выше фемичность и ниже железистость, чем в плагиогранитах. Плагиограниты всегда содержат нормативные силлиманит и гиперстен, а гранодиориты — диопсид.

Определения изотопного возраста гранитоидов единичны. Возраст роговой обманки из гранодиорита (г. Звенигородка) составляет 2080 млн. лет, биотита из жильного плагиогранита — 1835 млн. лет.

Пластовая форма залегания, тесная связь с метаморфитами, бластовые структуры — все это позволяет рассматривать породы звенигородского комплекса как типичные ультраметаморфические неперемещенные образования. Реликты зеленой роговой обманки указывают на то, что первичные амфиболсодержащие образования первоначально были более высокотемпературными.

### 3.2.3. ТЕТИЕВСКИЙ КОМПЛЕКС

Тетиевский комплекс гранодиоритов-плагиогранитов, кварцевых диоритов и диоритов выделен И. Б. Щербаковым [183] и назван по г. Тетиев, вокруг которого находятся наиболее крупные массивы гранодиоритов. Небольшие тела их распространены повсюду в Росинско-Тикичском районе и обнажены по рекам Рось, Роська, Роставица, Горный Тикич. Породы комплекса исследованы Л. Г. Ткачуком [165], В. И. Лучицким [93], Ю. Ю. Юрком [228], И. Б. Щербаковым [221, 223].

Основанием для выделения гранодиоритов в самостоятельный комплекс послужил впервые отмеченный Ю. Ю. Юрком факт развития обособленных массивов этих пород преимущественно по р. Горный Тикич и западнее, тогда как восточнее меридиана г. Тальное гранодиориты залегают в тесном переслаивании с плагиогранитами (звенигородский комплекс). Древние цифры возраста получены именно для гранодиоритов тетиевского комплекса и впоследствии распространены на весь звенигородский комплекс. Звенигородский и тетиевский комплексы представляют собой две различные формы существования гранитоидов повышенной основности: в тесном переслаивании и в виде ассоциации сравнительно обособленных массивов.

Гранодиориты и плагиограниты тетиевского комплекса образуют поля или линзовидные залежи преимущественно субмеридионального или северо-западного простирания, площадью от первых километров до 300 км². Будучи включенными в массивы гранитов, как это наблюдается, например, в карьере с. Рокитное по р. Рось (богуславский комплекс), гранодиориты и диориты имеют с гранитами расплывчатые контакты. По данным В. И. Шунько, гранодиориты секутся уманскими порфировидными гранитами. Диориты и кварцевые диориты встречаются повсеместно среди массивов гранодиоритов и плагиогранитов в виде мелких изометричных или слегка вытянутых тел диаметром 0,5—1,5 км. Массивы гранитоидов тетиевского комплекса содержат многочисленные ксенолиты пород амфиболитовой фации росинско-тикичской серии — биотит-амфиболовые плагиогнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты. Некоторые ксенолиты залегают несогласно с общим простиранием вмещающих пород, что свидетельствует о магматическом способе образования последних. Термометрия гранодиоритов по биотит-роговообманковым парам дает обычно температуры 620—640 °С, отражающие условия плагиогранитизации. Для некоторых массивов гранодиоритов определена температура гранулитовой фации — 680—700 °С; она, вероятно, реликтовая. Высокие реликтовые температуры отличают породы тетиевского комплекса от звенигородского.

Состав пород комплекса следующий (%): гранодиоритов: плагиоклаз — 45—60; кварц — 15—25; роговая обманка и биотит — 10—25; микроклин — до 20; эпидот; сфен; плагиогранитов: плагиоклаз — 35—60; кварц — 20—30; микроклин — до 30; биотит — до 20; диоритов и кварцевых диоритов: плагиоклаз — 40—80; роговая обманка — 8—25; биотит — 4—28; микроклин — 0—7; кварц — 1—20. Высокое содержание микроклина, обусловленное более высокой степенью гранитизации, отличает плагиограниты тетиевского комплекса от аналогичных пород звенигородского комплекса. Встречаются реликты диопсида, причем в диоритах его содержание может достигать 5 %.

Таблица 8. Химический состав пород и минералов тетиевского комплекса, %

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 63,91 | 66,95 | 65,00 | 61,29 | 56,45 | 59,86 | 54,57 | 66,44 | 66,53 | 68,12 | 44,39 | 49,03 | 49,28 | 41,28 | 44,50 | 36,23 | 38,00 | 37,01 | 35,48 | 36,89 | 39,06 |
| $TiO_2$ | 0,42 | 0,36 | 0,46 | 0,76 | 0,75 | 0,61 | 0,71 | 1,19 | 1,14 | 1,14 | 0,92 | 0,41 | 0,47 | 1,04 | 0,82 | 2,15 | 1,66 | 1,99 | 2,81 | 2,64 | 1,02 |
| $Al_2O_3$ | 16,54 | 14,63 | 13,82 | 15,87 | 18,65 | 17,52 | 19,50 | 14,48 | 14,69 | 12,85 | 7,58 | 6,59 | 4,74 | 10,24 | 10,79 | 15,32 | 15,96 | 12,01 | 15,60 | 14,85 | 22,61 |
| $Fe_2O_3$ | 1,49 | 1,38 | 2,11 | 1,40 | 4,43 | 3,44 | 1,90 | 1,16 | 1,16 | 2,86 | 6,67 | 3,02 | 4,65 | 6,89 | 6,00 | 3,58 | 4,01 | 8,64 | 4,42 | 4,48 | 12,75 |
| FeO | 2,95 | 2,16 | 2,87 | 4,32 | 2,45 | 6,30 | 5,83 | 3,95 | 3,66 | 2,55 | 13,17 | 10,05 | 9,47 | 13,93 | 11,95 | 16,70 | 11,95 | 12,35 | 15,79 | 15,98 | 1,44 |
| MnO | 0,12 | 0,09 | 0,06 | 0,16 | 0,16 | 0,06 | 0,12 | 0,08 | 0,04 | 0,05 | 0,63 | 0,40 | 0,28 | 0,38 | 0,35 | 0,39 | 0,31 | 0,18 | 0,34 | 0,20 | 0,21 |
| MgO | 2,55 | 2,98 | 3,74 | 3,21 | 2,76 | 1,21 | 3,25 | 1,51 | 1,42 | 1,15 | 10,70 | 15,09 | 15,40 | 9,30 | 10,90 | 11,61 | 14,67 | 13,79 | 11,36 | 11,66 | 0,20 |
| CaO | 5,00 | 3,75 | 4,20 | 4,69 | 5,03 | 5,60 | 4,67 | 2,47 | 2,18 | 2,47 | 12,00 | 12,40 | 12,40 | 12,32 | 11,43 | 0,60 | 0,27 | 0,42 | 0,42 | 0,34 | 17,65 |
| $Na_2O$ | 4,18 | 4,00 | 4,26 | 3,65 | 4,93 | 3,10 | 3,84 | 3,16 | 2,98 | 2,72 | 1,00 | 0,88 | 0,68 | 0,99 | 1,22 | 0,51 | 0,74 | 0,85 | 0,50 | 0,17 | 0,35 |
| $K_2O$ | 1,83 | 2,40 | 2,80 | 2,29 | 2,27 | 1,95 | 2,60 | 3,60 | 4,45 | 4,40 | 0,96 | 0,48 | 0,35 | 0,83 | 0,75 | 8,91 | 9,42 | 8,75 | 8,22 | 9,18 | 0,10 |
| $P_2O_5$ | 0,28 | 0,34 | 0,10 | 0,18 | 0,34 | 0,16 | 0,32 | 0,32 | 0 30 | 0,28 | 0,14 | 0,03 | 0,08 | 0,75 | 0,05 | 0,28 | 0,14 | 0,08 | 0,69 | 0,06 | Нет |
| $H_2O^-$ | 0,04 | 0,09 | 0,06 | 0,06 | 0,14 | 0,02 | 0,16 | 0,16 | 0,29 | 0,34 | 0,08 | 0,02 | 0,17 | 0,02 | 0,02 | 0,20 | 0,14 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | » |
| $SO_3$ | 0,04 | 0,10 | 0,07 | Не опр. | — | — | 0,05 | Следы | 0 ,04 | Следы | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,07 | 0,07 | 0,21 | 0,28 | Не опр. | » |
| S | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,04 | » » | 0,15 | 0,19 | » » | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | » » | Нет |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,10 | Следы | 0,56 | 0,38 | » » | 0,009 | 0,14 | 1,25 | 0,85 | » » | » |
| П. п. п. | 0,75 | 0,71 | 0,66 | 1,12 | 0,90 | 0,70 | 2,17 | 0,85 | 0,89 | 0,53 | 1,96 | 1,78 | 1,90 | 2,02 | 1,62 | 3,44 | 2,74 | 2,73 | 3,13 | 3,19 | 4,17 |
| *Сумма* | 100,10 | 99,94 | 100,31 | 99,25 | 99,26 | 100,53 | 99,53 | 99,38 | 99,77 | 99,35 | 100,34 | 100,18 | 100,64 | 100,56 | 100,49 | 100,09 | 100,22 | 100,31 | 99,96 | 99,86 | 99,58 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,680 | 1,663 | 1,662 | 1,686 | 1,683 | 1,642 | 1,638 | 1,639 | 1,650 | 1,640 | 1,779 |
| $F_{общ}$, $f$ | 48,7 | 39,8 | 41,8 | 50,3 | 57,0 | 81,42 | 56,94 | 65,34 | 65,25 | 71,64 | 51,0 | 32,9 | 33,8 | 55,0 | 47,9 | 49,6 | 37,8 | 42,4 | 49,8 | 49,3 | 97,33 |

Примечание. *Породы:* 1 — кварцевый диорит; с. Синява, р. Рось [223]; 2 — гранодиорит; с. Антоновка, скв. 7544, гл. 55,8 м [223]; 5 — кварцсодержащий диорит; с. Черная Каменка [223]; 6 — кварцевый диорит; 1902/11 (кол. Г. С. Безверхнего); 8 — плагиогранит; пгт Буки, р. Роставица (кол. А. М. Лысака); 9 — плагио
вого диорита; с. Шаулиха, р. Горный Тикич [223]; 15 — роговая обманка из кварцевого диорита; с. Черная
орита (см. ан. 2); 18 — биотит из гранодиорита (см. ан. 3); 19 — биотит из кварцевого диорита (см. ан. 14);
р. Горный Тикич [223]; 3 — гранодиорит; пгт Буки, р. Горный Тикич [223]; 4 — гранодиорит; пгт Маньковка,
с. Тайница, скв. 1324 (кол. В. И. Шунько); 7 — кварцевый диорит; с. Севастьяновка, Христиновский р-н, скв.
гранит; с. Голубятин, р. Роставица (кол. А. М. Лысака); 10 — плагиогранит; с. Миролюбовка, р. Унава (кол.
гранодиорита (см. ан. 2); 13 — роговая обманка из гранодиорита (см. ан. 3); 14 — роговая обманка из кварце-
*Каменка, скв. 7622, гл. 55,0 м [223]; 16 — биотит из кварцевого диорита (см. ан. 1); 17 — биотит из гранодио-*
20 — биотит из кварцевого диорита (см. ан. 15); 21 — эпидот из кварцсодержащего диорита (см. ан. 5).

Текстура гранодиоритов и диоритов чаще массивная, плагиогранитов — гнейсовидная. Структура средне- и крупнозернистая, микроструктура гипидиоморфнозернистая, микроочковая, гломеробластовая, гранобластовая, в диоритах — до призматически зернистой.

Плагиоклаз в гранодиоритах — № 28—38 (среднее — № 32), в плагиогранитах — № 20—30 (среднее — № 25), в диоритах и кварцевых диоритах — № 30—45 (среднее — № 39). Основность плагиоклаза понижается с повышением в породах содержания микроклина.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. Роговая обманка обычно голубовато-зеленая, но значительно чаще, чем в звенигородских гранодиоритах, встречается более высокотемпературная зеленая роговая обманка. Отмечены оторочки голубовато-зеленой роговой обманки вокруг зеленой. По составу роговая обманка гранодиоритов тетиевского комплекса в целом менее высокотемпературная, чем в аналогичных породах звенигородского комплекса: в ней меньше $TiO_2$, $Al_2O_3$ и $K_2O$ (табл. 8). Биотит гранодиоритов бурый и зеленовато-бурый, иногда зональный — по периферии более темный; замещается по краям титанитом. Состав биотита (табл. 8) вполне типичен для пород метабазитового состава амфиболитовой фации. Повсеместно развит вторичный эпидот. Акцессорные минералы принадлежат к титанит-цирконовому парагенезису. В гранодиоритах акцессорные минералы следующие (г/т): циркон, апатит — 2440; сфен — 5740; магнетит — 15 200; в диоритах и кварцевых диоритах содержание акцессориев изменяется в пределах: апатит — 1500—9000; сфен — 0—3100; магнетит — 0—3000; ильменит — 0—36 000. Циркон незональный, бурый, разной интенсивности вплоть до бесцветного, прозрачный, с сиреневым внутренним рефлексом; $c : a$ — 2,1—2,6; длина зерен — 0,17—0,38 мм. Он очень похож на циркон ранней генерации из уманских гранитов.

Гранодиориты тетиевского комплекса по петрохимическим характеристикам вполне индивидуальны. От звенигородских гранодиоритов они отличаются повышенными кремнекислотностью, титанистостью, щелочностью и содержат меньше глинозема и извести (табл. 8); от гранодиоритов гайсинского комплекса они отличаются повышенными основностью и железистостью. Состав диоритов и кварцевых диоритов вполне типичен для докембрийских пород. Плагиограниты при довольно низкой кремнекислотности выделяются высоким содержанием щелочей.

Наиболее древний возраст получен по роговой обманке из гранодиорита с. Лавровка — 2660 млн. лет [219], что и дало основание для отнесения вмещающих пород росинско-тикичской серии к архею.

*Гранитоиды тетиевского комплекса* являются автохтонными породами, возникшими за счет супракрустальной толщи в период региональной плагиогранитизации с последующим наложением калиевой гранитизации. Субстрат *гранитов — гнейсы росинско-тикичской серии — был, возможно,* метаморфизован первоначально в гранулитовой фации (см. уманский комплекс).

### 3.2.4. ШЕВЧЕНКОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Шевченковский комплекс объединяет плагиограниты, плагиомигматиты и гранито-гнейсы, развитые преимущественно в западной части Приазовского блока. Выходы их на дневную поверхность известны на р. Обиточная в районе с. Шевченко и выше по течению, на р. Сысыкулак ниже с. Радоловка, в верховьях р. Конка. В средней части Приазовского блока они обнажаются по *р. Кильтичия, на р. Белоцерковка между селами Белоцерковка и Троицкое* и по р. Каратыш возле с. Стародубовка. Площадь развития гранитоидов шевченковского комплекса пространственно совпадает с районом распространения архейских супракрустальных образований *западноприазовской серии.*

Плагиограниты и плагиомигматиты в составе докембрия Приазовья выделялись давно [141, 231, 232]. Правда, они чаще всего объединялись в один комплекс с гранодиоритами и относились по возрасту к архею. Позже [58], когда для гранодиоритов Западного Приазовья был установлен протерозойский возраст, плагиограниты тоже были отнесены к протерозою. И. С. Усенко с соавторами [186] выделил их в самостоятельный каратюкский комплекс (*ранний протерозой*), а Н. П. Щербак и К. Е. Есипчук [217] отнесли к днепровскому комплексу (архей).

Плагиогранитоиды шевченковского комплекса не образуют обособленных массивов в структуре региона. *Они сохраняются в виде пятнообразных* останцов разных размеров среди розово-серых полосчатых и теневых мигматитов

Таблица 9. **Химический состав пород и минералов шевченковского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69,26 | 70,25 | 70,69 | 72,56 | 36,47 | 35,59 | 35,44 |
| $TiO_2$ | 0,21 | 0,06 | 0,20 | 0,20 | 1,53 | 1,35 | 2,09 |
| $Al_2O_3$ | 16,45 | 15,66 | 16,48 | 15,94 | 17,48 | 17,32 | 17,69 |
| $Fe_2O_3$ | 1,38 | 1,05 | 1,15 | 0,43 | 4,90 | 5,82 | 2,86 |
| FeO | 0,98 | 1,62 | 0,23 | 1,07 | 16,13 | 14,03 | 17,76 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,05 | — | 0,28 | 0,18 | 0,18 |
| MgO | 1,09 | 0,99 | Следы | 0,49 | 8,72 | 10,39 | 9,01 |
| CaO | 2,41 | 2,60 | 4,41 | 2,20 | 0,98 | 1,10 | 0,75 |
| $Na_2O$ | 5,29 | 5,23 | 4,55 | 4,15 | 1,08 | 0,79 | 0,36 |
| $K_2O$ | 1,23 | 1,05 | 0,87 | 1,92 | 8,24 | 7,65 | 8,22 |
| $P_2O_5$ | 0,13 | 0,46 | 0,02 | 0,06 | 0,45 | 0,59 | — |
| $H_2O^-$ | 0,13 | — | 0,25 | 0,13 | 0,28 | 0,29 | — |
| П. п. п. | 1,41 | 0,46 | 0,70 | 0,74 | 3,82 | 3,96 | 5,92 |
| *Сумма* | 100,00 | 99,45 | 99,60 | 99,89 | 100,36 | 99,61 | 99,78 |
| $F_{общ}$, $f$ | 64,9 | 65,8 | 100 | 69,2 | 57,1 | 50,9 | 53,3 |

Примечание. *Плагиограниты:* 1 — р. Каратыш (кол. Г. Г. Конькова); 2 — р. Сысыкулак (кол. К. Е. Есипчука); 3 — б. Камышеватка (кол. Г. Л. Кравченко); 4 — р. Каратыш, с. Стародубовка [232]. *Минералы:* 5 — биотит из плагиогранита (см. ан. 2); 6 — биотит из плагиогранита; р. Обиточная (кол. К. Е. Есипчука); 7 — биотит из плагиогранита; р. Чокрак [201].

раннепротерозойского возраста и диоритов обиточненского комплекса. Размеры таких останцов — от сотен метров до первых километров. В плагиогранитах изредка встречаются небольшие (десятки сантиметров) линзовидные ксенолиты (?) мелкозернистых биотитовых гнейсов.

Плагиогранит представляет собой зеленовато-серую, гнейсовидную, почти массивную породу с гранобластовой и лепидогранобластовой структурой. Гранито-гнейсы характеризуются линзовидно-полосчатой текстурой, а мигматиты имеют хорошо выраженное полосчатое строение, обусловленное чередованием более меланократовых, обогащенных биотитом участков с участками лейкократового состава, близкого к аплитоидному граниту. Минеральный состав плагиогранитов (%): плагиоклаз 50—66; кварц — 25—40; биотит — 3—10; в небольшом количестве (до 5) встречается роговая обманка и микроклин. Присутствие последнего является следствием наложения протерозойской гранитизации. Вторичные минералы: эпидот, хлорит, мусковит. Наиболее типичные акцессорные (г/т): магнетит — 2400; апатит — 507; сфен — 276; циркон; ортит; встречаются ильменит, гранат, рутил, пирит, флюорит, корунд, ставролит.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями: 1) реликтовый, часто сильно серицитизированный и пелитизированный, более основного состава (до № 40), наблюдается в виде изометричных участков в центральной части крупных зерен плагиоклаза более поздней генерации; 2) крупные таблитчатые зерна олигоклаза (№ 14—25) с хорошо выраженной двойниковой структурой. Изредка вокруг зерен плагиоклаза наблюдается тонкая оторочка альбита.

Биотит имеет зеленую или буровато-серую окраску. Железистость его изменяется в пределах 50—58 %; характерна повышенная глиноземистость (содержание алюминия в шестерной координации достигает 0,48 форм. ед.). По количеству алюминия в тетраэдрической координации этот биотит относится к амфиболитовой фации.

Для плагиогранитов шевченковского комплекса характерна сфен-апатит-магнетитовая ассоциация акцессорных минералов. Апатит представлен прозрачными кристалликами, бесцветными или с голубоватым и желтоватым оттенками. Часто встречаются желтые кристаллики с более темными ржаво-бурыми пятнами. Преобладающая форма — бочонковидная, почти изометричная (удлинение 1—1,5); наряду с ними присутствуют удлиненно-призматические кристаллики ($l$ = 2,5 и больше). Обычны также формы, уплощенные по грани призмы.

Циркон представлен тремя морфологическими разновидностями: 1) копьевидные полупрозрачные и просвечивающие кристаллики лилово-розового цвета ($l$ = 2,5—2,7), иногда вмещающие окатанные ядра; 2) призматические просвечивающие до полупрозрачных буровато-розовые кристаллики ($l$ = 1,5—2,5) с зональным строением (обрастание желтовато-розового, буроватого среднеокатанного ядра тонкой каймой розового цвета); 3) мелкие непрозрачные рыжевато-красные кристаллики призматического и длиннопризматического облика ($l$ = 3—3,5).

По химическому составу (табл. 9) плагиограниты шевченковского комплекса характеризуются высоким содержанием кремнекислоты (больше 70 %) и несколько повышенным содержанием глинозема (15,66—16,48 %). Среднее содержание элементов-примесей в них (г/т): Sr — 706; Zr — 75; Cu — 54; Rb — 49; Zn — 38; Li — 25; La — 18; Nb — 15; Pb — 5; Y — 4.

Очень низкое рубидий-стронциевое отношение (0,1) в сочетании с данными изотопной геохронологии позволяет рассматривать плагиограниты шевченковского комплекса как наиболее древние из известных в этом районе породы. Исходный субстрат для этих гранитоидов неизвестен. Не исключено, что они представляют собой первичнокоровые мантийные дифференциаты базальтовой магмы.

# ФОРМАЦИИ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

На протогеосинклинальном этапе, по мнению К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова, происходит дифференциация земной коры на протоплатформы и геосинклинальные области, формируются отдельные массивы фундамента и разделяющие их мобильные зоны. Возникающие стабильные массивы определяют конфигурацию складчатых зон и, в свою очередь, могут служить для них фундаментом, участвовать в складчатости и повторном метаморфизме вплоть до амфиболитовой фации. Стабильные структуры ограничиваются глубинными разломами, с простиранием которых совпадает простирание геосинклинальных структур. Метаморфизм пород в последних зональный, хотя по интенсивности может достигать гранулитовой фации.

Протогеосинклинальный этап на территории щита завершился неодновременно. В Среднеприднепровском блоке он закончился на рубеже 3000 млн. лет. Стабилизация блока зафиксирована дайковым комплексом позднее мигматизированных пород. В Днестровско-Бугском районе стабилизация блока, вероятно, близка ко времени формирования эндербитов гайворонского комплекса (2950 млн. лет); существование дайкового комплекса здесь проблематично, возможно потому, что дайковые породы по составу ничем не отличаются от двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. В Северо-Западном районе толщи нижнего этажа не обнажены, но его существование в виде гранулито-гнейсового основания подтверждается ксенолитами в гранитоидах коростенского и букинского комплексов. Возраст этого этажа по аналогии с соседним районом можно принять также за 3000 млн. лет. В Росинско-Тикичском, Ингуло-Ингулецком и Приазовском районах гранулито-гнейсовое основание преобразовано в амфиболито-гнейсовое, в связи с чем приходится принимать его более молодой возраст (2840—2660 млн. лет) — формирование звенигородского, ингулецкого и шевченковского комплексов.

Таким образом, в соответствии с радиоизотопными данными половина блоков щита в течение всего позднего архея или бóльшую часть этого периода являлась областью питания для молодых мобильных областей. Исключение представляет Среднеприднепровский блок, в котором не было разрыва во времени между стабилизацией прогеосинклинального и гранитообразованием протогеосинклинального этапов.

В течение протогеосинклинального этапа в равной мере интенсивно развивается прогрессивное и регрессивное гранитообразование. Стабилизированные прогеосинклинальные структуры служат основанием, на котором закладываются нижнепротерозойские, а в Среднем Приднепровье — верхнеархейская мобильные зоны. Образования протогеосинклинального этапа в современном эрозионном срезе в виде самостоятельного структурного этажа занимают всю площадь Северо-Западного района, большую часть Ингуло-Ингулецкого,

значительную часть Среднеприднепровского. В Днестровско-Бугском районе гранитоиды, относящиеся по времени к протогеосинклинальному этапу, развиваются в пределах прогеосинклинального этажа, путем переработки слагающих его метаморфических пород и гранитоидов. Протогеосинклинальные толщи бугской серии предположительно раннепротерозойского возраста образуют сравнительно небольшие синклинальные структуры в восточной части этого района. В Росинско-Тикичском районе осадочных толщ протогеосинклинального этапа не установлено; здесь, как и в Днестровско-Бугском районе, осуществляется интенсивное гранитообразование за счет нижнего структурного этажа.

Гранулито-гнейсовое основание в сравнительно первозданном виде сохраняется только в южной части Днестровско-Бугского, частично — в Славгородском блоке Среднеприднепровского и в Приазовском районах. На остальной территории щита прогеосинклинальное основание приобретает амфиболито-гнейсовый состав в результате диафторической переработки.

Продукты прогрессивного и регрессивного гранитообразования достаточно четко различаются по отношению к складчатости. Регрессивные граниты стабильных зон — преимущественно постскладчатые; они развиваются в тектонически слабо напряженных полях с нарушением ранее существовавших директивных структур. Гранитоиды этого типа образуют бесформенные поля с нечеткими контактами, нередко в окружении мигматитовых зон. Для гранитов регрессивного типа особенно очевидна метасоматическая подготовка, приближающая состав метаморфических пород к гранитному путем интенсивного калиевого метасоматоза. Гранитизация осуществляется в условиях спада гидростатического давления, с понижением плотности вещества в результате разбавления метаморфических пород сиалическими компонентами и без существенного выноса мафических компонентов. Прогрессивные граниты большей частью позднескладчатые. Директивные структуры таких гранитов согласны с простиранием вмещающих толщ. Они более склонны к образованию «ясно очерченных массивов» (по выражению А. Н. Заварицкого), но контактового влияния на вмещающие толщи обычно не оказывают. Среди прогрессивных гранитов, вероятно, велика доля анатектитов.

Подавляющее большинство гранитоидов протогеосинклинального этапа — нормальные граниты натриево-калиевого ряда. В схеме УРМСК (1978) преобладающая часть их до сих пор относится к кировоградско-житомирскому комплексу раннего протерозоя. Принято считать, что равномернозернистые граниты — это житомирский тип, а порфировидные — кировоградский. Выделено множество местных названий гранитов; только среди порфировидных гранитов их насчитывается свыше 30. Порфировые выделения большей частью представляют собой порфиробласты, возникающие на разных этапах формирования гранитов. В ряде случаев устанавливается несомненное наложение порфиробластеза с отрывом во времени от формирования равномернозернистой основной массы (например, в гранитах уманского и демуринского комплексов).

Петрохимически, как отмечалось, протогеосинклинальные граниты — главным образом апопелитовые, причем к этому петрохимическому типу относятся преимущественно прогрессивные граниты (исключение составляют граниты бердичевского комплекса). Таким образом, если регрессивные граниты утилизируют древнее, преимущественно базитовое вещество, то петрофондом прогрессивных гранитов являются в основном продукты переотложения кор выветривания пород нижнего структурного этажа.

Протогеосинклинальный этап, в отличие от прогеосинклинального, включает полный набор гранитоидных формаций. Здесь выделены формации: 1) диоритов и плагиогранитов; 2) диоритов, гранодиоритов и гранитов; 3) чарнокитов и гранитов; 4) нормальных гранитов; 5) лейкократовых и субщелочных гранитов. Наиболее обширно представлена формация нормальных гранитов.

## 4.1. ФОРМАЦИЯ ДИОРИТОВ И ПЛАГИОГРАНИТОВ

Ассоциация существенно натриевых гранитоидов довольно широко распространена в докембрии Украинского щита. Это типичная гранитоидная формация ранней стадии протогеосинклинального этапа. В зонах с геосинклинальной подготовкой диориты и плагиограниты не образуют самостоятельных массивов, а присутствуют в виде сравнительно маломощных пластовых тел, представляющих собой гранитизированные супракрустальные образования. В самостоятельные гранитоидные комплексы мы их не выделяем.

Формация диоритов и плагиогранитов протогеосинклинального этапа представлена позднеархейским сурским и раннепротерозойским обиточненским комплексами, развитыми соответственно в пределах Среднеприднепровского и Приазовского районов. Эти комплексы сложены продуктами полного переплавления более древних плутоно-метаморфических образований, сформированных на предыдущем этапе развития щита. Диориты, тоналиты и плагиограниты сурского комплекса образовались в результате кристаллизации высокотемпературного расплава возникшего при погружении ниже изотермы плавления блоков сиалического фундамента, на котором закладывались зеленокаменные пояса. Возникший расплав перемещался в верхние горизонты по тектонически ослабленным зонам, приуроченным в основном к зонам сочленения зеленокаменных толщ с породами фундамента. Интрузивные контакты гранитоидов сурского комплекса с породами конкско-верховцевской серии зафиксированы в ряде зеленокаменных структур. Диориты, тоналиты и плагиограниты обиточненского комплекса залегают в толще верхнеархейской западноприазовской серии и представляют собой продукт ее повторной гранитизации совместно с образованными на предыдущем этапе эндербитами и плагиогранитами токмакского и шевченковского комплексов. В отличие от сурского комплекса для обиточненского характерно автохтонное залегание; прорывания обиточненскими гранитоидами протерозойских толщ не наблюдается.

Формация диоритов и плагиогранитов в геохимическом отношении близка формациям прогеосинклинального этапа. Для ее пород характерно крайне высокое содержание стронция и низкое — рубидия; соответственно Rb/Sr в них очень низкое (0,1 и меньше); характерно также низкое содержание (г/т) Pb (5—15), Nb (15—17), U (1,0—1,5) и Th (4—17). Показательно при этом, что раннепротерозойский обиточненский комплекс по сравнению с позднеархейским сурским несколько обогащен всеми этими элементами.

### 4.1.1. СУРСКИЙ КОМПЛЕКС

В описываемый комплекс объединены достаточно широко развитые в Среднеприднепровском мегаблоке тоналиты, плагиограниты, кварцевые диориты, плагиопорфиры и другие близкие им по составу породы, образующие сравнительно небольшие массивы и многочисленные жильные тела. Нижний возрастной предел слагающих этот комплекс образований определяется их четкими активными контактами с метавулканитами конкской свиты конкско-верховцевской серии. Активных контактов описываемых гранитоидов с породами белозерской свиты не установлено. По радиологическим датировкам сингенетичных цирконов из гранитоидов и альбитофиров сурского комплекса возраст последнего оценивается в 3000—2900 млн. лет [218].

Слагающие сурский комплекс гранитоиды образуют четко обособленны интрузии, чаще всего приуроченные к зонам сочленения зеленокаменных синклинорных структур с переработанным сиалическим фундаментом. Эта особенность структурной локализации гранитоидов описываемого типа наряду с другими важными отличительными признаками позволила автору настоящего раздела впервые в 1979 г. выделить их в самостоятельную региональную формацию (комплекс) «аллохтонных плагиогранитоидов прибортовых зон синклиналей», о чем в том же году было доложено на III региональном петрографическом совещании в г. Днепропетровск [187]. К выводу о существовании такого комплекса гранитоидов независимо пришел в 1980 г. Б. З. Берзенин. Следует отметить, что в формационном плане гранитоиды сурского комплекса

легко параллелизуются с однотипными позднеархейскими образованиями, которые по классификации плагиогранитоидов раннего докембрия, разработанной С. Б. Лобач-Жученко, относятся к тоналитам II группы [88].

Гранитоиды сурского комплекса установлены в обрамлении Сурской, Конкской, Верховцевской, Желтореченской зеленокаменных структур, однако судить об их действительном распространении в настоящее время трудно, так как в обособленную группу эти образования ранее не выделялись и, естественно, при геолого-съемочных работах не фиксировались.

Наиболее полно изученным представителем сурского комплекса [16] является Сурско-Литовский массив тоналитов, расположенный у восточного борта Сурской зеленокаменной структуры. Форма массива удлиненная; он ориентирован в субмеридиональном направлении вдоль зоны контакта зеленокаменного комплекса указанной структуры с породами фундамента. Слагающие массив гранитоиды выходят на дневную поверхность в долине р. Мокрая Сура на участке от с. Новониколаевка до с. Сурско-Литовское.

Строение массива неоднородное, хотя в пределах зон развития одной разновидности наблюдается почти полная гомогенность по составу и сложению. В гранитоидах Сурско-Литовского массива встречаются ксенолиты метавулканитов конкско-верховцевской серии и плагиомигматитов, принадлежащих предположительно днепропетровскому комплексу. Геолого-структурное положение Сурско-Литовского массива и соотношение слагающих его гранитоидов с породами рамы позволяет отнести их к синкинематическим позднескладчатым образованиям.

Главную роль в строении массива играют серые среднезернистые биотитовые тоналиты, слагающие центральные его зоны. Отдельные, преимущественно эндоконтактовые, участки массива сложены нечетко гнейсовидными амфибол-биотитовыми тоналитами и кварцевыми диоритами. Соотношения между отмеченными разновидностями не совсем ясны, но имеются некоторые основания считать амфиболсодержащие гранитоиды более ранними образованиями, формирование которых связано с процессом ассимиляции вмещающих пород. В виде секущих жил довольно часто встречаются также пегматиты.

Биотитовый тоналит Сурско-Литовского массива представляет собой серую среднезернистую массивную породу часто с нечетко выраженной гнейсовидной текстурой, обусловленной плоскостно-параллельным расположением чешуек биотита и линзовидных зерен кварца. Структура гипидиоморфнозернистая, местами гетерогранобластовая. Средний минеральный состав описываемых тоналитов следующий (%): плагиоклаз — 65,1; кварц — 22,1; биотит — 7,5 эпидот — 2,5; мусковит — 1. Среднее содержание в них акцессорных минералов такое (г/т): апатит — 230; циркон — 55; ортит — 31; магнетит — 3445.

Плагиоклаз образует неправильные или таблитчатые зерна размером 2—4 мм, представлен андезином (№ 31—35); иногда встречаются зерна кислого олигоклаза (№ 14—16). Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован преимущественно по альбитовому и альбит-эстерельскому законам. Редкие включения представлены апатитом и цирконом. Характерна интенсивная серицитизация, переходящая местами в мусковитизацию. Кварц в основном образует ксеноморфные зерна размером 1—4 мм, расположенные между зернами плагиоклаза. Нередко встречаются зерна кварца с волнистым погасанием. Отдельные зерна гранулированы, и образованный мелкозернистый агрегат заполняет трещины в зернах плагиоклаза.

Биотит присутствует в виде характерных гломеробластических сростков изометричной формы размером до 6 мм в поперечнике. Отмечается резкий плеохроизм от темно-бурого по $Ng \approx Nm$ до коричнево-желтого по $Np$. К биотиту приурочены многочисленные включения апатита, циркона, ортита, магнетита. Показатели преломления довольно устойчивы и колеблются в пределах 1,639—1,642. Биотит принадлежит к среднежелезистым разновидностям с умеренным содержанием титана (средняя железистость — 46,6 %). Особенности химического состава биотита (табл. 10) свидетельствуют о его образовании в достаточно высокотемпературных условиях. Нередко он эпидотизирован и хлоритизирован.

Таблица 10. **Химический состав пород и минералов сурского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 64,20 | 66,32 | 68,30 | 73,24 | 36,95 | 35,39 |
| $TiO_2$ | 0,30 | 0,25 | 0,30 | 0,10 | 2,18 | 1,67 |
| $Al_2O_3$ | 17,13 | 17,10 | 17,33 | 13,59 | 16,91 | 18,04 |
| $Fe_2O_3$ | 2,07 | 1,81 | 0,97 | 1,65 | 5,77 | 2,41 |
| $FeO$ | 2,14 | 1,63 | 1,58 | 0,71 | 13,64 | 21,02 |
| $MnO$ | 0,07 | 0,042 | 0,03 | 0,02 | 0,22 | 0,29 |
| $MgO$ | 1,90 | 1,18 | 0,55 | 0,63 | 11,75 | 7,93 |
| $CaO$ | 4,48 | 3,95 | 4,18 | 2,24 | 0,23 | 0,14 |
| $Na_2O$ | 4,00 | 4,63 | 5,25 | 4,66 | 0,20 | 0,25 |
| $K_2O$ | 1,60 | 1,43 | 1,05 | 2,00 | 8,56 | 7,80 |
| $P_2O_5$ | 0,72 | 1,15 | 0,07 | 0,13 | — | — |
| $SO_3$ | 0,34 | 0,04 | 0,02 | 0,07 | — | — |
| $H_2O$ | 0,22 | 0,02 | 0,20 | 0,23 | — | 0,68 |
| П. п. п. | 0,66 | 0,98 | 0,42 | 0,63 | 2,98 | 3,86 |
| F | — | — | — | — | 0,24 | 0,14 |
| *Сумма* | 99,83 | 99,52 | 100,25 | 99,90 | 99,66 | 99,62 |
| $\rho$ | — | — | — | — | 2,89 | 3,05 |
| $F_{общ}$, $f$ | 53,92 | 59,46 | 79,16 | 83,78 | 47,56 | 62,34 |

Примечание. *Породы:* 1 — тоналит; с. Сурско-Литовское, р. Мокрая Сура (кол. В. И. Орсы); 2 — *тоналит; там же (кол. В. И. Орсы); 3 — плагиогранит; пгт Магдалиновка, скв. 2, гл. 123,2 м (кол.* В. И. Орсы); 4 — плагиопорфир; г. Днепропетровск, Чаплинский карьер (кол. В. И. Орсы). *Минералы:* 5 — биотит из тоналита (см. ан. 2); 6 — биотит из плагиогранита (см. ан. 3).

Циркон представлен кристаллами с хорошей, нередко совершенной огранкой. *Доминируют морфологические типы, в призматическом поясе которых* преобладают грани {100}; грани дипирамиды {111} и {311} развиты в равной мере, *либо преобладают грани дитетрагональной дипирамиды* {311}. Среднее удлинение кристаллов 2,5—3,0; длина зерен — 0,2 мм. Кристаллы четко зональные с *числом зон* 5—7.

По петрохимическим характеристикам, описываемые гранитоиды соответствуют *образованиям тоналитового типа (табл. 10). По классификации* А. Н. Заварицкого, они относятся к классу пересыщенных $SiO_2$ ($Q = 21$—$23$) и группе очень бедных щелочами ($a : c < 2{,}5$). Породы пересыщены глиноземом, натрий резко преобладает над калием ($n = 79$—$83$ %). От соответствующих по составу гранитоидов днепропетровского комплекса характеризуемые гранитоиды отличаются более низкой кремнекислотностью и заметно повышенным содержанием $Al_2O_3$, $CaO$ и $MgO$; содержание $K_2O$ в них несколько ниже.

Тоналиты Сурско-Литовского массива характеризуются повышенным содержанием Sr (660 г/т) и низким Rb (50 г/т), а также Zr (110 г/т), Pb, U и Th.

Полное отсутствие в зоне становления описываемых гранитоидов признаков ультраметагенных процессов, а также наличие в них остроугольных ксенолитов вмещающих пород свидетельствуют о том, что эти гранитоиды являются продуктом глубинной кристаллизации магмы, образовавшейся, по всей вероятности, в результате плавления сиалического основания. Судя по результатам проведенного А. Б. Бобровым [22] термобарогеохимического изучения микровключений в минералах, температурный режим кристаллизации расплава ориентировочно оценивается в 945—980 °С. О связи образовавшихся гранитоидов с породами фундамента говорит геохимическая близость этих образований.

### 4.1.2. ОБИТОЧНЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

Обиточненский комплекс объединяет средне- и крупнозернистые диориты, кварцевые *диориты, гранодиориты, тоналиты, микродиориты и аплитоидные* граниты, развитые на территории Западного Приазовья, преимущественно в *бассейне р. Обиточная. В долине этой реки и ее правых притоков на отрезке* от с. Обиточное до Андровского водохранилища расположена основная часть *обнажений обиточненского комплекса. Единичные их выходы наблюдаются*

также по рекам Кильтичия, Лозоватка, Конка, Берда. Широкое развитие пород этого типа в докембрии Западного Приазовья впервые отметил И. Г. Сагайдак [141]. Выделил их в качестве самостоятельного комплекса и подробно описал В. А. Цуканов [201].

Обиточненский комплекс образует несколько сравнительно небольших (до 85 км²) массивов удлиненной формы, приуроченных к субконцентрической структуре в ядерной части Салтычанского антиклинория. Залегают они строго согласно с вмещающими гнейсами и мигматитами западноприазовской серии, окаймляя куполовидные структуры II порядка. Большинство массивов имеет довольно сложное внутреннее строение, обусловленное частой перемежаемостью петрографических разностей, смещениями по многочисленным разрывам, обилием ксенолитов вмещающих пород, а также различно ориентированных жил аплитов и аплит-пегматоидных гранитов.

Как правило, в эндоконтактовых участках массивов преобладают породы более основных разностей (диориты — до габбро-диоритов). Структура диоритов из периферических частей массивов более мелкозернистая; иногда здесь отмечаются порфировидные разности.

В большинстве случаев диориты обиточненского комплекса имеют четкие контакты с вмещающими их гнейсами и мигматитами, при одинаковой ориентировке в них директивных структур. Лишь в единичных случаях отмечаются секущие контакты диоритов с вмещающими мигматитами. Жилы микродиоритов занимают обычно четко секущее положение и представляют собой жильную фацию комплекса.

В наиболее южных выходах пород обиточненского комплекса в бассейне р. Обиточная, в пределах Андреевской антиклинальной структуры II порядка, наблюдаются постепенные переходы между диоритами и амфибол-биотитовыми гнейсами западноприазовской серии.

Ксенолиты в диоритах представлены метаморфическими породами амфиболитовой фации: амфиболитами, горнблендитами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Обычно ксенолиты небольшие (до 10—20 см), хотя местами в зонах эндоконтактов их размер достигает 2×7 см. Отмечаются признаки эндо- и экзоконтактовых изменений. Первые заключаются в уменьшении в 2—3,5 раза зернистости в зонах эндоконтактов диоритовых массивов до появления на контактах с вмещающими породами своеобразных зон закалки мощностью до 0,5—1 м. Мигматиты на контакте с диоритами обычно теряют четкую полосчатость, становятся более крупнозернистыми, местами обогащаются скоплениями крупночешуйчатого биотита и зернами (до 3—10 мм) ортита.

Породы обиточненского комплекса окрашены в сравнительно темный серый цвет с заметно выраженной пятнистостью в более крупнозернистых разностях. Текстура их чаще всего гнейсовидная, значительно реже — массивная. Структура меняется от гипидиоморфнозернистой до немато- и лепидонематобластовой. Размер зерен от 5—8 мм в крупнозернистых кварцевых диоритах до 0,5—1 мм в жильных микродиоритах. В последних на фоне мелкозернистой основной массы иногда выделяются псевдопорфировидные скопления зерен роговой обманки до 3—4 мм в поперечнике.

Минеральный состав (%) диоритов: плагиоклаз (№ 45—55) — 40—60; роговая обманка — 30—50; биотит — 1—7; кварцевых диоритов: плагиоклаз (№ 30—45) — 50—65; роговая обманка — 25—30; кварц — 5—10; биотит — до 10; тоналитов: плагиоклаз (№ 25—40) — 50—60; роговая обманка и биотит — 30—35; кварц — 10—15; гранодиоритов: плагиоклаз (№ 20—35) — 40—55; микроклин — 10—20; кварц — 15—20; роговая обманка — 10—15; биотит — 10—15; микродиоритов и микрогранодиоритов: плагиоклаз — 30—60; кварц — 3—20; роговая обманка — до 20; биотит — до 20; микроклин — до 15. В некоторых разностях диоритов встречается моноклинный пироксен (до 5 %, изредка больше). Вторичные минералы: эпидот, хлорит, мусковит; наиболее типичные акцессорные (г/т); магнетит — 6300; апатит — 1000; циркон, сфен, ортит, ильменит, турмалин, молибденит, пирит, корунд, барит, рутил и др.

Плагиоклаз в среднезернистых диоритах и габбро-диоритах представлен кислым лабрадором (№ 50—70), в диоритах и тоналитах Салтычанского

Таблица 11. **Химический состав пород и минералов обиточненского комплекса [201], %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52,27 | 54,75 | 57,44 | 59,06 | 61,88 | 63,32 | 50,80 | 41,80 | 44,15 | 47,08 | 36,70 | 37,70 | 39,48 |
| $TiO_2$ | 0,49 | 0,23 | 0,43 | 0,84 | 0,83 | 0,57 | 1,04 | 0,99 | 1,85 | 0,58 | 2,23 | 2,52 | 2,31 |
| $Al_2O_3$ | 19,68 | 16,75 | 16,62 | 17,35 | 16,26 | 15,56 | 15,41 | 12,30 | 9,12 | 10,37 | 15,72 | 14,38 | 14,13 |
| $Fe_2O_3$ | 5,97 | 1,10 | 3,41 | 2,58 | 2,55 | 2,89 | 3,62 | 6,52 | 4,40 | 3,67 | 4,00 | 5,19 | 9,50 |
| FeO | 2,51 | 4,54 | 4,83 | 3,96 | 2,71 | 3,16 | 6,64 | 12,39 | 11,14 | 8,26 | 14,73 | 13,43 | 4,67 |
| MnO | 0,83 | 0,11 | 0,20 | 0,05 | 0,10 | 0,06 | 1,16 | 0,30 | 0,44 | 0,26 | 0,28 | 0,24 | 0,15 |
| MgO | 1,90 | 8,30 | 4,76 | 3,47 | 2,68 | 2,72 | 8,57 | 10,21 | 12,60 | 14,59 | 12,16 | 11,95 | 14,50 |
| CaO | 10,9 | 8,50 | 6,44 | 6,17 | 4,85 | 5,11 | 8,19 | 11,00 | 12,18 | 11,48 | 1.96 | 4,34 | 2,42 |
| $Na_2O$ | 2,31 | 3,69 | 4,25 | 2,87 | 3,22 | 4,27 | 3,33 | 1,14 | 1,30 | 1,18 | 0,48 | 0,70 | 0,78 |
| $K_2O$ | 1,50 | 0,70 | 0,56 | 1,87 | 2,90 | 1,24 | 1,33 | 1,18 | 1,10 | 0,22 | 7,28 | 6,40 | 6,20 |
| $P_2O_5$ | 0,14 | 0,01 | 0,17 | 0,25 | 0,31 | 0,20 | 0,29 | 0,36 | 0,41 | 0,37 | 0,20 | 0,34 | 0,26 |
| $H_2O^-$ | 0,44 | — | 0,09 | — | 0,33 | 0,07 | — | 0,11 | 0,09 | 0,10 | 0,28 | 0,20 | 1,34 |
| П. п. п. | 0,50 | 1,05 | 0,97 | 1,00 | 0,98 | 0,87 | 1,32 | 1,84 | 1,64 | 1,82 | 3,51 | 2,70 | 4,68 |
| F | — | — | — | — | — | — | — | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,10 | 0,36 | 0,06 |
| *Сумма* | 99,44 | 99,73 | 100,17 | 99,47 | 99,60 | 100,04 | 101,70 | 100,18 | 100,46 | 100,06 | 99,63 | 100,45 | 100,51 |
| $F_{общ.}$ *f* | 79,9 | 32,7 | 56,3 | 58,7 | 60,6 | 63,6 | 48,4 | 50,6 | 39,8 | 31,3 | 46,2 | 46,3 | 33,9 |

Примечание. *Породы:* 1 — диорит; р. Чокрак, с. Елисеевка; 2 — диорит; б. Белая, с. Обиточное; 3 — диорит; р. Обиточная; 4 — кварцевый диорит; р. Обиточная; 5 — гранодиорит; р. Берда; 6 — тоналит; р. Обиточная, с. Шевченко [232]; 7 — микродиорит; р. Чокрак, с. Еленовка. *Минералы:* 8 — роговая обманка из крупнозернистого тоналита; Салтычанский массив, с. Новоселки; 9 — роговая обманка из крупнозернистого кварцевого диорита; Салтычанский массив, с. Паства; 10 — роговая обманка из среднезернистого диорита; краевая фация Салтычанского массива, с. Дахно; 11 — биотит из крупнозернистого тоналита; Салтычанский массив; 12 — биотит из крупнозернистого кварцевого диорита; Салтычанский массив; 13 — биотит из среднезернистого диорита; Центрально-Обиточненский массив

массива наряду с андезином (№ 30—45) развит олигоклаз (№ 25—29); в гранодиоритах он наиболее кислый (до № 20). В гельсинкитизированных разностях диоритов и тоналитов Северно- и Центрально-Обиточненского массивов плагиоклаз еще более кислый. В крупнозернистых тоналитах Салтычанского массива имеются плагиоклазы двух генераций: мелкие (0,2—0,5 мм) правильные таблички заключены в более кислом плагиоклазе второй генерации. Присутствие в плагиоклазах нерезорбированных граней пинакоида (001) является признаком магматического происхождения вмещающих пород.

Роговая обманка в среднезернистых диоритах и габбро-диоритах голубовато-зеленая, а в крупнозернистых диоритах и тоналитах — травянисто-зеленая. Последняя отличается более высокой степенью окисления железа, повышенным содержанием щелочей и алюминия. Железистость роговой обманки из среднезернистых диоритов изменяется в широких пределах (28—51 %), а в крупнозернистых диоритах и тоналитах она довольно устойчива и в среднем более высокая (48—50 %) (табл. 11). Роговые обманки из крупнозернистых разностей отличаются несколько повышенной щелочностью и титанистостью. Среднее содержание элементов-примесей в роговых обманках (г/т): Zr — 82; Ni — 142; Co — 39; Cr — 36; Sc — 35; V — 172.

Биотит имеет оливково-зеленую или буровато-зеленую окраску. Железистость его чаще всего находится в пределах 44—46 % и только в среднезернистых диоритах заметно ниже (до 34 %); железо здесь наиболее окислено ($Fe^{3+}/Fe^{2+}$ = 1,82). Среднее содержание элементов-примесей в биотитах (г/т): Ni — 10; Co — 20; Cr — 33; Sc — 20; V — 100.

В породах обиточненского комплекса установлено четыре парагенетические ассоциации акцессорных минералов: 1) апатит-ортит-магнетит-ильменитовая, наиболее ранняя, представленная включениями в роговой обманке; 2) циркон-апатит-сфеновая, одновременная с кристаллизацией биотита и плагиоклаза; 3) циркон-апатит-магнетит-сфен-ортит-пиритовая, связанная с конечными стадиями кристаллизации пород обиточненского комплекса; 4) барит-турмалин-флюорит-молибденит-марказитовая, характерная для стадии проявления пневматолитовых автометасоматических изменений.

Цирконы преимущественно сиреневато-розового цвета и короткопризматического, почти изометричного габитуса (удлинение 1,3—2,45); значительно реже встречаются буроватые разности. Большинство цирконов относится ко второй ассоциации (размер зерен до 0,1—0,2 мм); более крупные (до 0,5 мм)

зерна циркона третьей ассоциации отмечаются в обогащенных биотитом разностях тоналитов и гранодиоритов; их кристаллизация связана с завершающими этапами становления интрузий. Апатит образует мелкие идиоморфные зерна, заключенные в роговой обманке, плагиоклазе, магнетите и ортите, а также более крупные зерна, часто группирующиеся в скопления на участках интенсивной биотитизации. Преобладает бесцветный, стеклянно-прозрачный апатит, в подчиненном количестве встречаются голубовато-зеленоватые разности. Последние характеризуются несколько повышенным содержанием Cu (до 300 г/т), Ag и Zn. Для апатитов из пород обиточненского комплекса характерно также довольно высокое содержание Sr (250 г/т).

По химическому составу (табл. 11) породы обиточненского комплекса относятся к нормальному ряду, будучи в большинстве случаев насыщенными или даже слегка пересыщенными кремнекислотой. Общая железистость их изменяется в очень широких пределах (22—74, средняя 45 %).

Генезис пород обиточненского комплекса в значительной степени проблематичен. В разное время в зависимости от господствующих представлений о происхождении гранитоидных пород их считали то типично магматическими, то метасоматическими, то анатектическими. Дело в том, что комплекс действительно несет определенные признаки проявления всех перечисленных процессов. В главной своей массе он, безусловно, магматический, на что указывает целый ряд геологических, петрографических, геохимических и минералогических признаков. Это, прежде всего, выдержанность состава определенных фациальных разностей пород, наличие ксенолитов, резкие, иногда секущие контакты с признаками закалки, очевидное сходство с заведомо магматическими породами из других регионов, наличие гипидиоморфнозернистых структур, зависимость содержания элементов-примесей в акцессорных минералах от их содержания в породе, присутствие высокотемпературного парагенезиса ортит — апатит, высокое содержание $TiO_2$ в магнетитах и др. Однако если для большинства массивов, особенно расположенных в ядерной части Салтычанского антиклинория, очевидно аллохтонное происхождение, то некоторые из них все же несут признаки кристаллизации на месте зарождения магмы, а в некоторых случаях исходные метаморфические породы испытали лишь незначительную метасоматическую переработку без переплавления. При этом наблюдаются постепенные переходы от вмещающих гнейсов и мигматитов к диоритам метасоматического и анатектического происхождения.

Раннепротерозойский возраст диоритов обиточненского комплекса (2150—2020 млн. лет) устанавливается только калий-аргоновым методом по роговым обманкам [58].

## 4.2. ФОРМАЦИЯ ДИОРИТОВ, ГРАНОДИОРИТОВ И ГРАНИТОВ

Формация диоритов, гранодиоритов и гранитов отличается особенно широким набором пород, включающим все разновидности гранитоидов от диоритов до аплит-пегматоидных гранитов. Таковы, в частности, главные представители этой формации — гайсинский (собитовый) и осницкий комплексы. Павловский комплекс помещен в эту формацию условно; по характеру залегания он резко выделяется среди прочих формаций щита компактной формой массивов и приуроченностью их к тектоническим линиям.

Гайсинский (собитовый) комплекс объединяет типичные образования стабильных зон. Гранитоиды этого комплекса явно регрессивные, возникли по тому же субстрату, что и чарнокитоиды бердичевского комплекса. Заключенные в собитах ксенолиты, главным образом двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, еще раньше мигматизированных в результате гранитизации эндербитов гайворонского комплекса, залегают во вмещающих гранитах совершенно беспорядочно, как в обычных фанерозойских гранитах. В отличие от массивных чарнокитов бердичевского комплекса граниты собитового ряда обычно не содержат пироксенов, их калиевый полевой шпат более упорядочен; иными словами, они являются породами значительно менее глубинными, чем массивные чарнокитоиды.

Осницкий комплекс по объему намного шире собитового: он отвечает осницкому возрастному комплексу в схеме УРСМК (1978). Осницкий комплекс явно неоднородный. Гранитоиды в северной части Северо-Западного района занимают большую часть площади, а вулканиты клесовской серии находятся среди них в виде согласных пластов и ксенолитов. Важно отметить, что здесь нет типичных мигматитов. Область развития таких гранитоидов многие геологи считают самой молодой геосинклинальной зоной щита. В южной части Северо-Западного района, прилегающей к Тетеревской синклинали, массивы гранитов (Мухаревский, Новоград-Волынский, Шепетовский и др.) погружены в толщу вмещающих пород, главным образом тетеревской серии. По генезису гранитоиды осницкого комплекса также различны: на севере преобладающим процессом гранитообразования был метасоматоз, т. е. процесс сравнительно низкотемпературный, а на юге — анатексис.

### 4.2.1. ГАЙСИНСКИЙ (СОБИТОВЫЙ) КОМПЛЕКС

Гайсинский (собитовый) комплекс — многопородный. Он включает диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, амфибол-биотитовые, биотитовые и розовые аплит-пегматоидные граниты. По минералого-петрографическим особенностям и глубинности формирования комплекс занимает промежуточное положение между чарнокитоидами и гранитоидами амфиболитовой фации. Породы комплекса обнажены по рекам Собь и Юж. Буг (в районе устья р. Собь), частью — в верховьях рек Рось и Роська.

Название «собиты» предложил В. Н. Чирвинский [204], который указал на родство этих пород с чарнокитами. Л. Г. Ткачук [169] отметил близость химического состава бугитов и собитов. В. А. Рябенко [138], напротив, считает, что собиты сходны по химическому составу с звенигородскими гранодиоритами и житомирскими гранитами. О. И. Слензак [149, 150] впервые высказал мнение, что собиты занимают промежуточное положение между чарнокитами и мигматитами кировоградского комплекса. Эту точку зрения обосновывали И. С. Усенко, И. Б. Щербаков, А. П. Заяц и В. В. Рябоконь [188, 139, 223].

Собиты слагают поле площадью свыше 2000 км² в зоне сочленения двух мегаблоков щита — Росинско-Тикичского и Днестровско-Бугского, будучи приуроченными преимущественно к первому. На севере собиты граничат с бердичевскими гранитами и чарнокитами. Зона сочленения, шириной около 10 км, имеет сложное строение. На востоке собиты далеко заходят в Росинско-Тикичский район, достигая Уманского массива. На западе собиты, среди которых преобладают порфиробластические граниты, распространяются до района пгт Вапнярка. На юге Прибугский разлом служит разграничительной линией, южнее которой собиты распространены мало.

Собиты содержат многочисленные включения и ксенолиты метаморфических пород — амфиболитов, пироксен-амфиболовых кристаллосланцев, кальцифиров, железистых кварцитов. Почти для всех метаморфитов однозначно устанавливается первично-гранулитовое происхождение. Между породами близкого состава наблюдаются плавные взаимопереходы: амфиболиты, гранодиориты, плагиогнейсы и плагиограниты. В гранитах же гнейсы и кристаллосланцы выступают как типичные ксенолиты. По глубинности область развития собитов рассматривается как переход от гранулитовой фации к амфиболитовой.

Все члены собитового ряда — массивные породы. Структура их равномернозернистая и порфировидная. В гранитах порфиробласты представлены калиевым полевым шпатом, в более основных породах — плагиоклазом с характерной стально-серой, почти черной окраской. Аплит-пегматоидные граниты содержат голубовато-серый кварц, нередко пластинчатый, и этим четко отличаются от аналогичных пород амфиболитовой фации. Микроструктура кварцевых диоритов гранобластовая и призматически зернистая, гранодиоритов и гранитов — гипидиоморфнозернистая и гранитовая.

Средний состав главных петрографических видов следующий (%): кварцевый диорит: плагиоклаз — 54; кварц — 16; биотит — 14; роговая обманка — 10; пироксен — 4; гранодиорит: плагиоклаз — 44; кварц — 34; калиевый по-

левой шпат — 4; биотит — 14; роговая обманка — 3; биотит-амфиболовый гранит: калиевый полевой шпат — 24; плагиоклаз — 35; кварц — 22; биотит — 11; роговая обманка — 6; биотитовый гранит: калиевый полевой шпат — 23; плагиоклаз — 38; кварц — 29; биотит — 9; аплит-пегматоидный гранит: калиевый полевой шпат — 48; плагиоклаз — 25; кварц — 22; биотит — 4. Существенной составной частью, особенно основных членов ряда, являются пироксены и вторичный куммингтонит; в гранитах изредка встречается гранат.

Калиевый полевой шпат обычно решетчатый. Решетка несовершенных типов — сноповидная и шахматно-сноповидная. Распределение по зерну участковое или прямое зональное (по краям зерен). Пертитовые вростки разнообразны: игольчатые, столбчатые, дисковидные, линзовидные, пламенные. Содержание вростков обычно не более 10 %, но иногда насыщенность пламенным пертитом достигает степени мезопертита. Средний состав калиевого полевого шпата в гранодиоритах — $Or_{76,2}Ab_{17,0}An_{6,0}Cn_{0,8}$; в биотит-роговообманковых гранитах — $Or_{83}Ab_{15,0}An_{1,4}Cn_{0,7}$; в биотитовых и розовых аплит-пегматоидных гранитах — $Or_{83,4}Ab_{14,4}An_{1,4}Cn_{0,7}$; в пегматитах — $Or_{83,1}Ab_{15,0}An_{1,4}Cn_{0,3}$. Содержание элементов-примесей (г/т): Li — 1,3; Rb — 378; Cs — 1,2; Ba — 3030; Sr — 395. Калиевый полевой шпат собитов, как видим, отличается повышенным содержанием Ba и Sr, что свойственно глубинным гранитам. Рентгеновская триклинность 0,0—0,92, чаще — около 0,88. $I_{РТЛ}$ довольно высокая — в среднем 6800 усл. ед. Очень характерна форма кривой ТВ: она состоит из двух пиков, но интенсивность пика $T_2$ обычно выше $T_1$ (собитовый тип кривой ТВ). Установлено [139, 209], что калиевые полевые шпаты собитов по всем характеристикам являются промежуточными между калиевыми полевыми шпатами бердичевских и уманских гранитов, образуя единую упорядочивающуюся серию.

Плагиоклаз в собитах, как правило, явно идиоморфный, иногда антипертитовый. Средняя основность плагиоклаза в кварцевых диоритах составляет 38, гранодиоритах — 32, биотитовых и розовых гранитах — 24 % An.

Биотит обычно зеленовато-бурый, в биотитовых гранитах — красновато-бурый. В биотитовых и розовых аплит-пегматоидных гранитах он нередко мусковитизирован. Состав биотита (табл. 12) вполне отвечает гранулитовой фации; это однозначно подтверждается расположением фигуративных точек на диаграмме Si — Ti — $Al_{VI}$. Состав биотита из кварцевых диоритов отвечает как богатым, так и бедным CaO породам, а состав биотита из гранодиоритов — исключительно бедным CaO породам.

Роговая обманка в породах собитового ряда представлена двумя генерациями. Ранняя роговая обманка сохраняется преимущественно в кварцевых диоритах и гранодиоритах и кристаллизуется одновременно с пироксенами. Ее главная типоморфная особенность — зеленая или буровато-зеленая окраска. Поздняя роговая обманка — голубовато-зеленая. Иногда возникновению голубовато-зеленой роговой обманки предшествует замещение ортопироксена куммингтонитом с последующим замещением куммингтонита голубовато-зеленой роговой обманкой. В большинстве случаев голубовато-зеленая роговая обманка замещает непосредственно пироксены в виде реакционных оторочек. Образование куммингтонита, а затем голубовато-зеленой роговой обманки отражает процесс последовательного диафторического преобразования первично-гранулитовых пород в условиях высокой и низкой субфаций амфиболитовой фации.

Химический состав ранней роговой обманки (табл. 12) свидетельствует о достаточно высокотемпературных условиях ее образования, отвечающих гранулитовой или высокой амфиболитовой фациям, причем более высокотемпературные — роговые обманки кварцевых диоритов.

Гиперстен и диопсид встречаются обычно в гранодиоритах и кварцевых диоритах; по сравнению со средними типами этих минералов [47] они являются более низкотемпературными.

По кремнекислотности собиты образуют ряд от основных пород ($SiO_2 <$ $< 53$ %) до кислых (табл. 12). Диориты и кварцевые диориты пересыщены CaO, но уже в гранодиоритах появляется нормативный силлиманит, несмотря на то что по модальному составу все они — амфиболсодержащие породы. Био-

Таблица 12. **Химический состав пород**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52,00 | 53,00 | 58,46 | 58,73 | 63,31 | 65,03 | 65,65 | 65,86 | 69,53 | 69,90 | 72,38 |
| $TiO_2$ | 1,39 | 0,71 | 0,63 | 0,77 | 1,00 | 0,94 | 0,41 | 0,50 | 0,31 | 0,08 | 0,17 |
| $Al_2O_3$ | 18,35 | 17,56 | 18,75 | 17,03 | 16,71 | 15,11 | 15,46 | 15,73 | 16,20 | 15,12 | 12,90 |
| $Fe_2O_3$ | 5,11 | 4,78 | 1,92 | 2,77 | 1,76 | 1,70 | 1,00 | 1,71 | 1,35 | 0,12 | 1,33 |
| FeO | 5,60 | 5,47 | 3,80 | 4,55 | 4,16 | 3,95 | 4,18 | 3,10 | 3,45 | 2,73 | 1,35 |
| MnO | 0,15 | 0,06 | 0,05 | 0,10 | 0,05 | 0,08 | 0,32 | 0,07 | 0,06 | 0,03 | 0,03 |
| MgO | 3,44 | 4,88 | 3,20 | 3,28 | 2,13 | 2,63 | 1,92 | 1,82 | 1,48 | 1,20 | 1,36 |
| CaO | 7,37 | 7,76 | 4,54 | 5,72 | 3,39 | 3,49 | 3,65 | 3,42 | 3,92 | 2,65 | 2,31 |
| $Na_2O$ | 3,05 | 3,15 | 4,47 | 3,80 | 3,68 | 3,46 | 3,20 | 3,72 | 4,20 | 3,50 | 3,60 |
| $K_2O$ | 1,50 | 1,35 | 2,52 | 1,61 | 2,23 | 2,18 | 3,00 | 3,07 | 2,00 | 3,30 | 3,15 |
| $P_2O_5$ | 0,47 | 0,27 | 0,27 | 0,25 | 0,16 | 0,18 | Не опр. | 0,15 | 0,11 | 0,02 | 0,06 |
| $H_2O$ | 0,04 | 0,09 | 0,36 | 0.12 | 0,07 | 0,21 | 0,15 | 0,17 | 0,18 | 0,12 | 0,16 |
| S | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,04 | Не опр. | Не опр. |
| $SO_3$ | 0,10 | » | » | » | » | 0,07 | 0,38 | » | » | Не опр. | » | » | » |
| $CO_2$ | Не опр. | » | » | » | » | Не опр. | Не опр. | 0,31 | » | » | 0,14 | » | » | » |
| П. п. п. | 1,31 | 1,41 | 1,11 | 0,99 | 1,11 | 0,96 | 0,70 | 0,86 | 0,67 | 1,00 | 1,48 |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| *Сумма* | 99,88 | 100,49 | 100,08 | 99,72 | 100,00 | 100,30 | 99,95 | 100,18 | 100,04 | 99,77 | 100,28 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $F_{общ}$, $f$ | 62,9 | 53,3 | 52,6 | 54,5 | 59,3 | 53,8 | 59,2 | 64,0 | 57,0 | 64,0 | 64,0 |

Примечание. *Породы:* 1 — кварцевый диорит; с. Париевка [139]; 2 — кварцевый диорит; пгт Дашев 17 анализов); 5 — гранодиорит; с. Скакунка [139]; 6 — гранодиорит; с. Марьяновка [139]; 7 — гранодиорит; с. Марьяновка [139]; 10 — гранит розовый; с. Кальник [139]; 11 — гранит розовый; с. Карбовка, левый кварцевого диорита; с. Неменка [139]; 14 — биотит из кварцевого диорита; с. Жаданы [139]; 15 — биотит из ан. 7); 18 — биотит из биотитового порфиробластического гранита (см. ан. 9); 19 — роговая обманка из вая обманка из гранодиорита (см. ан. 16); 22 — гиперстен из гранодиорита (см. ан. 5); 23 — диопсид из

титовые граниты характеризуются типично апопелитовым составом, что подтверждается и составом биотита. Известно, что в гранитоидах амфиболитовой фации роговая обманка появляется при содержании CaO не ниже 3,5—4 %. В собитах же роговая обманка возникает при содержании CaO около 2 %. Наличие роговой обманки при общем субглиноземистом (апопелитовом) химическом составе является очень характерной особенностью и несомненно отражает специфику образования этих пород. Гранодиориты собитового ряда не являются полными химическими аналогами гранодиоритов амфиболитовой фации: они занимают промежуточное положение между гранодиоритами и плагиогранитами. По содержанию $SiO_2$, $TiO_2$, CaO и $Fe_2O_3$ собитовые гранодиориты отвечают эндербитам Среднего Побужья. Собитовые граниты четко отличаются от уманских гранитов пониженной кислотностью, высоким содержанием CaO (около 2 %) и низким — суммы щелочей (6—7 %) при равном, в среднем, количестве $Na_2O$ и $K_2O$.

В обнажениях кислые собиты выглядят как массивные, типично магматические породы. Они содержат беспорядочно ориентированные ксенолиты двупироксеновых кристаллосланцев, в которых наблюдаются секущие жилы розовых аплит-пегматоидных гранитов подольского типа, т. е. мигматизация кристаллосланцев осуществлялась до образования собитов.

В собитах можно проследить родство, с одной стороны, с чарнокитами, а с другой — с уманскими гранитами. Родство с чарнокитами выражается в том, что диориты и гранодиориты вмещают ксенолиты гранулитовых пород и нередко содержат пироксены. По геотермометрам Л. Л. Перчука, их температуры — 650—710 °С. Собитовые граниты внешне чрезвычайно похожи на уманские граниты и пространственно связаны с ними постепенными переходами. Собиты, по нашему мнению, — звено, связующее чарнокиты и гранитоиды амфиболитовой фации. Отсюда можно сделать вывод о том, что уманские и, вероятно, многие подобные им граниты, гранодиориты и плагиограниты являются более молодыми образованиями, чем чарнокитоиды гайворонского комплекса. Вместе

и минералов гайсинского комплекса, %

| 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 73,33 | 37,52 | 37,44 | 36,50 | 36,29 | 36,50 | 36,92 | 43,10 | 43,24 | 43,68 | 48,65 | 50,57 |
| 0,06 | 3,25 | 3,36 | 4,00 | 4,17 | 3,58 | 3,65 | 1,28 | 1,94 | 1,26 | 0,14 | 0,29 |
| 14,44 | 16,04 | 15,80 | 16,45 | 14,75 | 16,51 | 15,34 | 10,81 | 10,60 | 10,18 | 0,55 | 0,61 |
| 2,89 | 2,18 | 4,41 | 1,72 | 2,45 | 3,58 | 2,12 | 4,66 | 5,67 | 3,79 | 2,48 | 0,71 |
| 0,43 | 14,40 | 15,76 | 16,66 | 19,01 | 15,84 | 17,62 | 12,35 | 12,24 | 16,37 | 30,70 | 13,43 |
| 0,02 | 0,20 | 0,27 | 0,21 | 0,25 | 0,14 | 0,35 | 0,48 | 0,53 | 0,48 | 0,86 | 0,53 |
| 0,25 | 13,41 | 10,55 | 11,45 | 9,65 | 10,84 | 11,05 | 11,28 | 11,80 | 8,76 | 13,60 | 11,85 |
| 1,52 | 1,19 | 1,36 | 0,70 | 1,40 | 0,70 | 0,70 | 11,94 | 11,15 | 11,66 | 1,40 | 20,07 |
| 3,18 | 0,40 | 0,30 | 0,50 | 0,20 | 0,30 | 0,50 | 1,20 | 1,18 | 1,19 | Следы | Нет |
| 3,21 | 0,64 | 8,36 | 9,50 | 8,70 | 8,80 | 9,02 | 0,84 | 1,10 | 1,04 | » | » |
| 0,07 | 0,05 | 0,04 | — | 0,14 | — | — | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,10 | 0,10 |
| 0,02 | 0,01 | 0,06 | 0,06 | 0,01 | 0,10 | 0,04 | 0,04 | Не опр. | 0,06 | 0,26 | 0,18 |
| Не опр. | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 0,30 | — | — | — | — | — | — | | — | — | — | — |
| Не опр. | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 0,70 | 2,54 | 2,49 | 2,38 | 2,95 | 2,97 | 2,88 | 1,95 | 1,68 | 2,13 | 1,68 | 1,38 |
| — | 0,18 | 0,86 | 0,20 | 0,26 | 0,15 | 0,20 | Нет | 0,27 | Нет | Нет | Нет |
| 100,52 | 100,01 | 100,55 | 100,38 | 100,23 | 99,96 | 100,29 | 99,98 | 100,42 | 100,57 | 100,42 | 99,72 |
| — | 1,643 | 1,644 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 1,682 | 1,683 | 1,688 | Не опр. | Не опр. |
| 87,0 | 41,0 | 51,6 | 47,45 | 55,52 | 47,67 | 50,11 | 45,7 | 48,1 | 56,6 | 58,2 | 40,5 |

[139]; 3 — кварцевый диорит; с. Карбовка, левый берег р. Собь [139]; 4 — кварцевый диорит (среднее из с. Жаданы [139]; 8 — гранодиорит (среднее из 12 анализов); 9 — биотитовый порфировидный гранит; берег р. Собь [139]; 12 — гранит розовый; с. Зозов, правый берег р. Собь [139]. *Минералы:* 13 — биотит из гранодиорита (см. ан. 6); 16 — биотит из гранодиорита; с. Даньковка [139]; 17 — биотит из гранодиорита (см. кварцевого диорита (см. ан. 13); 20 — роговая обманка из кварцевого диорита; с. Парневка [139]; 21 — рогокварцевого диорита (см. ан. 2)

с тем субстрат, по которому образовались гранитоиды амфиболитовой фации, их петрофонд — древний, одновозрастный с чарнокитоидами. Во многих телах гранодиоритов и диоритов наблюдаются пластовые тела метабазитов, а в плагиогранитах — биотитовых гнейсов, поэтому вряд ли можно допускать сколько-нибудь существенное перемещение собитов после их образования.

Возраст роговых обманок из диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и амфибол-биотитовых гранитов колеблется в пределах 2120—2000 млн. лет [139], по изохронным данным — 2110 млн. лет.

### 4.2.2. ОСНИЦКИЙ КОМПЛЕКС

Осницкий комплекс в принятом нами объеме включает пространственно и генетически связанный ряд гранитоидных пород состава от кварцевого диорита до лейкократового гранита, развитых в пределах Осницкого и Новоград-Волынского блоков Северо-Западного района. Характеристика этих пород и наиболее полные сведения об их геологическом положении, структурных и возрастных взаимоотношениях приводятся в работах Л. Г. Ткачука [168, 170, 120, 171], Н. А. Беспалько [10], А. Я. Хатунцевой [194] и др.

В Осницком блоке гранитоиды преобладают, образуя большой Рокитнянский массив площадью более 1000 км² и ряд более мелких. Выходы этих пород на дневную поверхность наблюдаются главным образом вдоль железнодорожной магистрали Киев — Ковель, где располагаются многочисленные карьеры по добыче строительного камня (ст. Клесов, Осницк, Томашгород, с. Виры и др.).

Вмещающими породами для осницких гранитов служат вулканиты клесовской серии, образующие различные по размерам останцы и ксенолиты в гранитах. Наблюдается закономерное пространственное размещение вулканических и изверженных пород разного состава: ксенолиты и пачки кислых метавулканитов (лептитов) приурочены преимущественно к лейкократовым разностям гранитоидов, а средние и основные метавулканиты (метапорфири-

ты и метадиабазы), как правило, заключены в гранодиоритах и диоритах. Эти ассоциации чередуются между собой в виде полос шириной до 100—150 м в основном северо-восточного простирания; мощность пачек среднего и основного состава обычно больше [194].

В Новоград-Волынском блоке преобладают супракрустальные породы — парагнейсы и мигматиты тетеревской и метавулканиты клесовской серий, которые вмещают сравнительно небольшие (до 20 км²) и редкие массивы гранитоидов. Если для Осницкого блока типична тесная перемежаемость вулканогенных и гранитоидных пород кислого и среднего состава, то в Новоград-Волынском блоке они в основном разобщены. Исключительно гранитами сложены Мухаревский и Токаревский массивы, гранодиоритами и диоритами — Шепетовский и Смолдыревский массивы. Только Новоград-Волынский, Корецкий, Выдринский массивы гранитов и гранодиоритов имеют более сложное строение. Кстати, именно к ним приурочены участки максимального развития в данном блоке пород клесовской серии (новоград-волынская толща). Новоград-Волынский штокообразный массив в южной части (реки Случь и Смолка у южной окраины г. Новоград-Волынский) контактирует со светло-серыми мелкозернистыми лептитоподобными породами и микрогнейсами и вмещает их ксенолиты. Пачки и ксенолиты лейкократовых лептитоподобных пород наблюдаются также в гранитах Мухаревского и Токаревского массивов. Эти массивы имеют неотчетливо выраженное зональное строение; в центре располагается розовый порфировидный гранит, а по периферии — серый равномернозернистый.

Взаимоотношения гранитоидов осницкого комплекса с гранитоидами житомирского изучены плохо. Местами отмечается прорывание ими мигматитов или их останцы среди осницких гранитоидов. Однако во всех этих случаях принадлежность более древних гранитоидов к житомирскому комплексу не доказана; возможно, это породы архейского фундамента.

Осницкие граниты — это розовато-серые, розовые, красновато-розовые до красных массивные равномернозернистые или порфировидные породы с характерным сиренево-серым кварцем. Их минеральный состав довольно непостоянный (%): микроклин — 30—46; плагиоклаз — 14—28; кварц — 21—49; биотит — 1—11. Типичный осницкий гранит (из окрестностей с. Осницк) характеризуется почти одинаковым содержанием кварца и микроклина (до 30—35 %) и незначительным преобладанием последнего над плагиоклазом (25—30 %). Акцессорные минералы (г/т): магнетит — 2600; пирит — 690; сфен — 270; циркон, апатит — 200; ильменит, гранит, корунд, турмалин, рутил, ортит, флюорит. Структура гипидиоморфнозернистая, порфировидная.

Л. Г. Ткачук выделял среди осницких гранитов три разности по соотношению микроклина и плагиоклаза: граниты с примерно одинаковым содержанием микроклина и плагиоклаза; граниты с незначительным преобладанием микроклина над плагиоклазом; калиевые граниты с резким преобладанием микроклина.

Мухаревские граниты тоже преимущественно розовые, крупнозернистые, порфировидные. Приконтактовая фация представлена розово-серой и серой равномернозернистой разностью.

Осницкие гранодиориты — это серые или темно-серые массивные нечетко-порфировидные породы, в составе которых плагиоклаз резко преобладает над микроклином и наряду с биотитом существенную роль играет роговая обманка, составляя совместно с ним 10—12 % породы. Шепетовские гранодиориты — серые, крупнозернистые, с массивной, местами пятнистой текстурой. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 41; микроклин — 17; кварц — до 26; биотит — 14; в небольшом количестве присутствуют роговая обманка, мусковит. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, магнетит.

Диориты — темно-серые до черных мелко- и среднезернистые массивные породы; их состав (%): плагиоклаз — 60; роговая обманка и биотит — 20—25; эпидот — до 8; иногда незначительное количество микроклина, кварца. Среди диоритов выделяются роговообманковые разности, диориты с примерно равным количеством роговой обманки и биотита, и тоналиты, обогащенные биоти-

том; последние являются переходной разностью к кварцевым диоритам и гранодиоритам.

Калиевый полевой шпат в составе осницких гранитов представлен максимальным и промежуточным микроклин-пертитом, содержащим умеренное количество пертитовых вростков альбита (до 10 %) при низкой концентрации натрия в калишпатовой фазе. Двойниковая решетка микроклина разной степени совершенства, сноповидная или шахматно-клеточная. Пертиты среднесовершенные и совершенные линзовидные или несовершенные ленточные. Часто встречаются крупные пламенные и шнуровидные пертиты. Распределение их участковое. В калиевых полевых шпатах из мухаревских гранитов содержание пертитовых вростков ниже (3—6 %); располагаются они группами по 5—7. Самое высокое содержание пертитов (до 20 %) в калиевых полевых шпатах из новоград-волынских гранитов. Средний состав калиевого полевого шпата в осницких гранитах $Or_{82}Ab_{17}An_1$, в мухаревских — $Or_{78}Ab_{21}An_{<1}$, в новоград-волынских — $Or_{85}Ab_{14}An_1$. Содержание элементов-примесей в калиевых полевых шпатах из осницких гранитов (г/т): Ba — 977; Rb — 191; Sr — 25; Cs — 1,62; Li — 0,68; из мухаревских: Ba — 3000; Sr — 250; Rb — 200; Cs — 1,30; Li — 0,50; из новоград-волынских: Ba — 500; Rb — 362; Sr — 23; Cs — 1,55; Li — 1,0. Природная термолюминесценция их довольно низкая, особенно у микроклинов новоград-волынских и мухаревских гранитов (40—440 усл. ед.); в некоторых разностях из осницких гранитов она достигает 1300 усл. ед. Рентгеновская термолюминесценция изменяется в весьма широких пределах (300—5400 усл. ед), достигая максимальных значений в микроклинах осницких гранитов [209].

Состав плагиоклаза меняется от альбит-олигоклаза в наиболее лейкократовых разностях до лабрадора (№ 50—55) в диоритах. Даже в самих гранитах основность плагиоклаза нередко достигает № 45—47. Весьма характерны зональные плагиоклазы с более основной центральной частью.

Биотит в осницких гранитах темно-бурый, почти черный, в гранодиоритах зеленовато-бурый, в мухаревских и новоград-волынских гранитах красновато-бурый. Железистость его обычно довольно высокая (64—88 %); высокожелезистые разности характерны для наиболее обогащенных калием гранитов, в то время как в менее калиевых разностях железистость биотита снижается до 58—60 %. Глиноземистость биотита из гранитоидов осницкого комплекса повышенная.

Для химического состава осницких гранитов (табл. 13) характерна несколько повышенная основность, довольно высокая глиноземистость и степень окисления железа, возрастающая по мере увеличения содержания кремнекислоты и щелочей.

В генетическом отношении гранитоиды осницкого комплекса рассматриваются подавляющим большинством геологов как ультраметаморфогенные образования, возникшие вследствие сложного сочетания процессов метасоматоза и плавления ранее сформированных коровых продуктов. Что же касается времени и условий проявления этих процессов, то здесь мнения геологов широко расходятся. А. Я. Хатунцева [194] связывает образование осницкого комплекса с заложением и развитием Осницкой геосинклинали, инверсией которой завершился протогеосинклинальный этап развития территории Украинского щита. Время формирования этого комплекса — между становлением кировоградско-житомирских и коростенских гранитоидов. А. П. Никольский и В. П. Наумов [113] пришли к выводу, что осницкий комплекс формировался позже коростенского и представляет собой интрузивно-ультраметаморфические образования платформенного типа, связанные со сводово-глыбовыми воздыманиями в период автономной среднепротерозойской активизации. Дело в том, что объем рассматриваемого комплекса эти авторы понимают очень широко, включая в него многие образования, которые мы относим к коростенскому и даже пержанскому комплексам. Н. П. Щербак с соавторами [216] установил, что время формирования осницкого комплекса ограничено возрастными пределами 2100—1500 млн. лет. Более древняя цифра соответствует времени излияния вулканитов клесовской серии и внедрения диоритов вировского типа.

Таблица 13. Химический состав пород осницкого комплекса, %

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 57,20 | 59,75 | 60,20 | 65,40 | 65,87 | 69,57 | 70,46 | 71,70 | 75,07 |
| $TiO_2$ | 0,74 | 0,67 | 0,64 | 0,61 | 0,67 | 0,33 | 0,33 | 0,25 | 0,30 |
| $Al_2O_3$ | 18,85 | 17,08 | 17,37 | 18,86 | 14,99 | 15,72 | 15,06 | 15,01 | 14,00 |
| $Fe_2O_3$ | 1,72 | 2,93 | 2,20 | 1,08 | 3,57 | 1,21 | 0,81 | 1,41 | 0,38 |
| FeO | 5,46 | 3,60 | 3,47 | 2,52 | 1,78 | 1,41 | 2,80 | 1,72 | 0,87 |
| MnO | 0,10 | 0,114 | 0,093 | 0,06 | 0,05 | 0,097 | 0,08 | 0,11 | 0,09 |
| MgO | 1,95 | 2,32 | 2,26 | 1,77 | 1,12 | 0,71 | 0,58 | 0,14 | 0,44 |
| CaO | 4,91 | 4,71 | 4,85 | 2,86 | 3,20 | 1,61 | 1,90 | 0,62 | 1,31 |
| $Na_2O$ | 5,02 | 4,59 | 4,30 | 2,72 | 2,60 | 3,99 | 3,40 | 3,82 | 3,07 |
| $K_2O$ | 2,23 | 2,62 | 2,66 | 2,44 | 5,72 | 4,16 | 4,04 | 4,42 | 4,06 |
| $P_2O_5$ | 0,26 | 0,254 | 0,298 | 0,15 | 0,10 | 0,121 | 0,04 | 0,10 | 0,06 |
| $SO_3$ | 0,16 | 0,26 | 0,17 | 0,10 | 0,14 | 0,03 | — | — | — |
| $H_2O^-$ | 0,22 | — | 0,06 | 0,22 | 0,16 | 0,07 | 0,16 | 0,20 | — |
| $H_2O^+$ | 0,18 | — | — | 0,78 | 0,46 | — | 0,38 | 0,46 | — |
| $CO_2$ | 0,44 | — | — | — | — | < 0,2 | — | 0,14 | — |
| П.п.п. | 1,00 | 1,03 | 1,05 | 0,29 | 0,29 | 0,67 | 0,60 | 0,60 | 0,60 |
| *Сумма* | 100,44 | 99,92 | 99,63 | 99,86 | 100,72 | 99,90 | 100,64 | 100,70 | 100,25 |
| $F_{общ}$, $f$ | *71,6* | *68,3* | *65,4* | *59,3* | *81,4* | *73,9* | *76,9* | *95,3* | *71,4* |

Примечание. *Породы:* 1 — диорит; с. Войткевичи [170]; 2 — кварцевый диорит; с. Заверечье (кол. К. Е. Есипчука); 3 — кварцевый диорит; с. Томашгород (кол. К. Е. Есипчука); 4 — гранодиорит; с. Теодоровка [170]; 5 — гранодиорит; с. Чабель [170]; 6 — розовый роговообманко-биотитовый гранит; с. Ясногорск (кол. К. Е. Есипчука); 7 — розово-серый порфировидный гранит; с. Теодоровка [170]; 8 — розовый среднезернистый гранит; с. Гута-Быстрицкая [170]; 9 — розовый гранит; с. Осницк [170].

Самые молодые значения имеют аплитоидные жильные граниты, завершающие становление данного комплекса. Возраст же типичных осницких гранитов, определенный уран-торий-свинцовым методом по циркону, составляет 2030—1900 млн. лет, по изохронам — 2030—1950 млн. лет, т. е. они примерно синхронны житомирским гранитам.

Ультраметаморфическое происхождение осницких гранитов вызывает некоторое сомнение. Прежде всего, с ними не связаны мигматиты, как это характерно для всех ультраметаморфических гранитоидов. Тесная пространственная связь с вулканитами, преимущественная приуроченность гранитов и гранодиоритов к полям вулканитов разного состава позволяет рассматривать эти породы как единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

### 4.2.3. ПАВЛОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Павловский комплекс диоритов и кварцсодержащих диоритов (по с. Павловка на правобережье р. Гнилой Тикич) выделен по своеобразию условий залегания, состава и, вероятно, генезиса [223]. Породы комплекса вскрыты скважинами почти по всему Росинско-Тикичскому району.

Диориты павловского комплекса образуют мелкие округло-изометричные массивы диаметром в первые сотни метров и, возможно, дайки. Наблюдается приуроченность массивов к второстепенным разломам субширотного простирания, например, к разлому, проходящему по линии г. Жашков — с. Вотылевка — с. Дашуковка. В. А. Великанов выявил в некоторых массивах зональное строение: центральная часть сложена кварцсодержащими диоритами или диоритами, которые к периферии переходят в массивные амфиболиты с габбровой структурой и далее — в амфиболиты.

Диориты — массивные средне- до крупнозернистых породы с призматически зернистой или габбровой структурой. Встречается структура, близкая к офитовой, вследствие чего первоначально эти породы были названы эпидиабазами. В породах с порфировидной структурой вкрапленники представлены плагиоклазом и гломеробластами роговой обманки. Состав диоритов (%): плагиоклаз — 50—80; роговая обманка — 2—40; биотит — 2—37; кварц — 0—5; вторичные — эпидот и сфен.

Плагиоклаз (№ 48—66, среднее — № 54) нередко имеет прямую зональность. Роговая обманка голубовато-зеленая, маложелезистая ($f$ = 24—44 %),

Таблица 14. **Химический состав пород и минералов павловского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47,49 | 47,91 | 51,16 | 47,54 | $K_2O$ | 0,70 | 0,72 | 1,00 | 0,24 |
| $TiO_2$ | 0,35 | 0,32 | 0,42 | 0,44 | $P_2O_5$ | 0,08 | 0,11 | 0,10 | 0,06 |
| $Al_2O_3$ | 20,66 | 21,98 | 20,16 | 9,28 | $H_2O$ | 0,13 | 0,20 | Следы | 0,02 |
| $Fe_2O_3$ | 2,44 | 1,95 | 1,63 | 4,38 | $SO_3$ | 0,25 | 0,56 | 0,44 | Не опр. |
| FeO | 5,53 | 5,70 | 5,64 | 9,36 | П.п.п. | 1,91 | 2,08 | 1,39 | 1,42 |
| MnO | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,24 | F | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,10 |
| MgO | 7,32 | 4,28 | 5,00 | 13,92 | *Сумма* | 100,55 | 99,48 | 99,85 | 99,60 |
| CaO | 11,48 | 12,70 | 11,24 | 11,37 | $n_g$ | — | — | — | 1,688 |
| $Na_2O$ | 1,97 | 1,45 | 1,60 | 0,91 | $F_{общ}$, $f$ | 37,2 | 49,5 | 44,5 | 35,4 |

Примечание. *Породы:* 1 — диорит; с. Красиловка [223]; 2 — диорит; там же (кол. В. А. Великанова); 3 — кварцсодержащий диорит; там же (кол. В. А. Великанова). *Минералы:* 4 — роговая обманка из диорита (см. ан. 1).

сравнительно низкотемпературная (табл. 14). Биотит зеленовато-бурый ($f$ = = 24—44 %). Железистость биотита, как правило, ниже железистости роговой обманки.

Диориты павловского комплекса отличаются низким содержанием акцессорных минералов. Так, в них почти нет магнетита и ильменита, мало циркона, апатита (до 1000—2000 г/т). Циркон совершенно прозрачный, светлый, оранжево-бурый, с большим удлинением ($\sim$ 3,0) и сравнительно крупный (среднее — 0,52 мм).

По содержанию $SiO_2$ диориты павловского комплекса выходят за пределы состава средних пород (табл. 14). От диоритов других комплексов они отличаются необычно высоким содержанием $Al_2O_3$, MgO, CaO, низким — $TiO_2$ и по химическому составу не имеют полных аналогов среди докембрийских и фанерозойских пород.

Диориты павловского комплекса — специфические породы, они образованы, вероятно, в перемещенных интрузиях, внедрившихся на заключительном этапе плагиогранитизации.

## 4.3. ФОРМАЦИЯ ЧАРНОКИТОВ И ГРАНИТОВ

Формация объединяет многопородные комплексы — новоукраинский, букинский и бердичевский,— общей особенностью которых является парагенезис чарнокитоидов и гранитов и более глубинные условия формирования по сравнению с другими протогеосинклинальными гранитами. Породы формации распространены в Северо-Западном, Днестровско-Бугском и Ингуло-Ингулецком районах.

В разных структурных зонах формация чарнокитов и гранитов проявляется по-разному. В зонах с геосинклинальной подготовкой принадлежащие к этой формации комплексы прогрессивных гранитов (новоукраинский и букинский) представлены большими и малыми зональными массивами, которые четко выделяются в физических полях в виде положительных или отрицательных аномалий. Центральные части массивов сложены более основными членами — монцонит- и диорит-чарнокитами, периферические — разнообразными, преимущественно порфировидными гранитами. Одни массивы (букинский комплекс) — явно интрузивные — залегают в чужеродной толще с узкими зонами роговиков. Для других (новоукраинский комплекс) типичны постепенные переходы к менее глубинным гранитам. Доля чарнокитов — наибольшая в массивах букинского комплекса и значительно меньше в массивах новоукраинского комплекса. Для прогрессивных членов формации предполагается диапирический механизм формирования, что обусловило разную глубинность гранитов в пределах одного массива и, вероятно, неодинаковый возраст. Максимум глубинности формирования букинского комплекса определяется наход-

ками ксенолитов гиперстен-силлиманитовых гнейсов, что отвечает низам гранулитовой фации. Минимум глубинности отвечает амфиболитовой фации. Интрузивные чарнокиты распространены значительно шире, чем это предполагалось всего несколько лет назад. Новые находки таких пород известны в Приазовье, в Днестровско-Бугском и Ингуло-Ингулецком районах. В мобильных зонах массивы пород этой формации позднескладчатые.

Эволюция гранитообразования формации чарнокитов и гранитов в стабильном блоке уже рассматривалась выше. Бердичевский комплекс можно схематически показать в плане как последовательную смену более глубинных пород менее глубинными, от гранулитовой фации до амфиболитовой включительно. Горизонтальная зональность, вероятно, отражает вертикальную зональность с обратной последовательностью значений возраста (по радиоизотопным данным). В стабильных блоках породы формации постскладчатые, но в верхней части разреза они, возможно, участвуют в складчатости молодой мобильной зоны.

### 4.3.1. БЕРДИЧЕВСКИЙ КОМПЛЕКС

Бердичевский комплекс ультраметагенных гранитоидов объединяет генетически сходные породы разного состава, структуры и неодинаковой глубинности образования: бердичевский гранат-биотитовый гранит, гиперстен-биотит-гранатовый мигматит (винницит), чарнокит, эндербит, гранит лейкократовый с голубым кварцем. Перечисленные породы распространены главным образом в западной части Днестровско-Бугского района в пределах Бердичевского и Винницкого блоков. Они неплохо обнажены в бассейне верхнего течения р. Юж. Буг, левых притоков р. Днестр и правых притоков р. Тетерев. Продукты эндербитизации и чарнокитизации в виде маломощных тел широко развиты на Среднем Побужье и в Приднестровье, но не имеют здесь сплошного распространения. Проявления гранитов бердичевского типа известны в верховьях р. Синюха и, по данным Г. А. Шварца, в Братском синклинории (южное обрамление Новоукраинского массива).

В соответствии с изменениями в стратиграфической схеме докембрия Украинского щита, принятыми УРМСК в январе 1982 г., подольский возрастной ультраметагенный комплекс расчленен на два комплекса: немировский эндербитовый (поздний архей) и бердичевский (ранний протерозой), включающий бердичевские граниты, винницитьі и чарнокиты. Такое расчленение, по нашему мнению, неудачно. Эндербиты бердичевского комплекса существенно отличаются от эндербитов Среднего Побужья, для которых, собственно, и получены архейские цифры возраста (2950 млн. лет), и составляют одно целое с чарнокитами, винницитами и бердичевскими гранитами Подолии.

Бердичевский тип гранита впервые выделен К. М. Феофилактовым в 1851 г. Эти граниты, а также другие породы комплекса подробно описаны Н. И. Безбородько, В. И. Лучицким, В. П. Костюком, М. Н. Ивантишиным, Ю. Ир. Половинкиной, Э. Б. Наливкиной, Н. П. Щербаком, Е. М. Лазько, М. Н. Толстым. Винницит впервые под таким названием описал Н. И. Безбородько [6].

Северная граница распространения пород комплекса имеет субширотное простирание и проходит несколько южнее г. Житомир. Здесь наблюдается постепенное исчезновение в бердичевских гранитах сначала кордиерита, затем граната, обогащение гранитов калиевым полевым шпатом и переход в житомирские граниты. Примерно такой же постепенный переход установлен и в восточной части площади распространения комплекса, на границе Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов, но на этой границе более явно выражен процесс диафторической переработки как бердичевских гранитов, так и чарнокитоидов этого комплекса. Последние через собиты переходят в уманские граниты. На западе бердичевские граниты и винницитьі погружаются под наносы Львовско-Волынской впадины. Что касается южной границы распространения комплекса, то она определяется массовым развитием ультраметагенных постскладчатых эндербитов и чарнокитов по основным кристаллосланцам днестровско-бугской серии. По-видимому, эта граница проходит севернее широты г. Могилев-Подольский, т. е. исключая чарнокитоиды При-

днестровья, и западнее меридиана г. Гайсин, исключая чарнокитоиды Среднего Побужья.

В распространении гранитоидов комплекса наблюдается определенная закономерность. В южной части района преобладают эндербиты, в средней — винницииты и чарнокиты, в северной — гранат-биотитовые бердичевские граниты. Лейкократовые граниты с голубым кварцем сопутствуют чарнокитам и винницитам.

Геологическое положение гранитоидов бердичевского комплекса детально изучил В. Д. Гейко. По его мнению, все члены бердичевского комплекса — эндербиты, чарнокиты, винницииты и бердичевские граниты — являются синхронными образованиями, возникшими по субстрату разного состава. При этом бердичевские граниты наблюдаются в центральных частях синклинальных, реже — по периферии антиклинальных складок. Эндербиты и чарнокиты, наоборот, чаще встречаются в центре антиклиналей, как это наблюдается, по данным В. Д. Гейко, в Винницкой кольцевой структуре. В районах г. Немиров и с. Сажки вскрыты два массива чарнокитоидов состава от монцонита до гранодиорита, причем порода имеет четко выраженную гипидиоморфнозернистую структуру. Эти породы, вероятно, родственны чарнокитам букинского комплекса и являются параавтохтонными образованиями. Винницииты занимают промежуточное положение. Во всех случаях контакта бердичевских гранитов и чарнокитов наблюдалась разграничительная зона винницитов. Переходы от винницитов к бердичевским гранитам и чарнокитоидам, как отмечают все исследователи, также вполне постепенные и определяются появлением или исчезновением гиперстена или граната.

Исходные для гранитоидов породы сохраняются в виде ксенолитов и более крупных останцов. Форма мелких ксенолитов угловатая, характерная для магматических пород, контакты четкие. Более крупные останцы имеют расплывчатые «мигматитовые» контакты. Каждому типу гранитоидов отвечают метаморфиты строго определенного состава. Так, в чарнокитоидах ксенолиты представлены преимущественно двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, в винницитах — биотит-гранат-гиперстеновыми плагиогнейсами и кристаллосланцами, в бердичевских гранитах — биотит-гранатовыми плагиогнейсами. Состав фемических минералов гнейсов субстрата и гранитоидов и, соответственно, температура формирования одинаковы в пределах точности анализа [108].

Количественные соотношения минералов в каждом из входящих в комплекс гранитоидов изменяются в настолько широких пределах, что названия «эндербит», «чарнокит» являются в известной мере собирательными. Первым этот факт подчеркнул В. Д. Гейко. Особенно разнообразны чарнокитоиды; среди них встречены все разновидности, а именно: диорит-эндербиты и диорит-чарнокиты, эндербиты, плагиочарнокиты, чарнокиты, ортоклазчарнокиты, монцонит-чарнокиты, сиенит-чарнокиты и аляскит-чарнокиты (см. рис. 7), а по составу темноцветов как гиперстеновые, так и двупироксеновые. В отличие от гайворонского комплекса в бердичевском мало распространены фельзические чарнокитоиды: их роль выполняют здесь параавтохтонные граниты с голубым кварцем. Состав винницитов и особенно бердичевских гранитов более постоянный. Типичный винницит — это, собственно говоря, биотит-гранатовый плагиочарнокит, но поскольку гиперстен в нем содержится далеко не всегда, эти породы не отнесены к разряду чарнокитоидов. В зависимости от содержания калиевого полевого шпата и темноцветов состав винницитов изменяется от кварцевого сиенита до лейкократового гранита. Бердичевские граниты имеют примерно такие же колебания состава и от винницитов отличаются, в сущности, только отсутствием гиперстена. В обнажении винницииты почти однозначно определяются по своей более темной, чем бердичевские граниты, зеленовато-серой «чарнокитовой» окраске. Состав бердичевских гранитов в целом более лейкократовый, особенно в северной части района, но колеблется в тех же пределах, что и винницитов. Среднее содержание породообразующих минералов в винницитах и бердичевских гранитах, по Н. П. Щербаку [212], следующее (%): плагиоклаз — 40; калиевый полевой шпат — 11; кварц — 27; биотит — 10; гра-

Таблица 15. Химический состав пород

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 65,98 | 53,92 | 57,74 | 71,09 | 68,72 | 68,85 | 71,10 | 61,52 | 60,07 | 65,55 | 67,29 | 64,31 | 63,24 | 66,58 |
| $TiO_2$ | 1,69 | 0,97 | 1,23 | 0,40 | 0,41 | 0,22 | 0,33 | 0,62 | 0,51 | 0,73 | 0,48 | 0,99 | 0,98 | 0,53 |
| $Al_2O_3$ | 14,62 | 15,71 | 13,29 | 14,98 | 13,21 | 15,56 | 15,07 | 16,76 | 19,41 | 14,82 | 15,90 | 15,65 | 15,72 | 16,12 |
| $Fe_2O_3$ | 1,10 | 5,18 | 1,71 | 0,37 | 0,76 | 0,38 | 0,49 | 1,82 | 1,16 | 1,81 | 1,18 | 3,90 | 4,89 | 3,13 |
| FeO | 3,74 | 5,62 | 10,64 | 1,99 | 3,83 | 2,77 | 1,41 | 2,51 | 1,50 | 4,93 | 3,50 | 2,76 | 3,97 | 3,36 |
| MnO | 0,026 | 0,07 | 0,16 | 0,016 | 0,061 | 0,040 | 0,020 | 0,043 | 0,028 | 0,11 | 0,037 | Следы | 0,06 | 0,04 |
| MgO | 2,30 | 3,32 | 2,93 | 0,76 | 1,70 | 0,85 | 0,71 | 1,99 | 1,23 | 2,62 | 1,85 | 2,05 | 3,81 | 2,21 |
| CaO | 2,87 | 7,35 | 6,31 | 2,37 | 3,02 | 2,50 | 1,58 | 3,06 | 2,89 | 2,59 | 2,22 | 2,65 | 2,24 | 3,06 |
| $Na_2O$ | *3,45* | *4,76* | *2,66* | *3,36* | *3,50* | *3,96* | *3,85* | *4,60* | *5,78* | *3,03* | *3,04* | *3,64* | *2,79* | *3,70* |
| $K_2O$ | 3,45 | 1,18 | 0,99 | 3,47 | 2,96 | 2,94 | 4,20 | 4,78 | 4,57 | 2,88 | 3,02 | 3,25 | 1,96 | 1,43 |
| $P_2O_5$ | 0,006 | 0,46 | 0,133 | 0,002 | 0,167 | 0,052 | 0,051 | 0,081 | 0,050 | 0,04 | 0,064 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| $H_2O$ | 0,22 | 0,14 | 0,08 | 0,14 | 0,18 | 0,12 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,80 | 0,00 | 0,17 | 0,09 | 0,10 |
| $H_2O^-$ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| $SO_3$ | 0,25 | 0,02 | 0,37 | 0,24 | 0,21 | 0,14 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,05 | 0,31 | » | » | » |
| F | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | » | » | » |
| П. п. п. | 0,55 | 0,78 | 1,39 | 0,58 | 0,98 | 1,70 | 0,84 | 1,61 | 1,20 | 0,71 | 0,94 | 0,47 | 0,38 | 0,26 |
| *Сумма* | *100,252* | 99,48 | 99,633 | 99,768 | 99,708 | *100,72* | 99,771 | 99,514 | 99,528 | *100,66* | 99,831 | 99,84 | *100,13* | *100,52* |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $F_{общ}$, $f$ | 53,77 | 69,75 | 70,27 | 63,57 | 60,19 | 67,59 | 59,73 | 54,13 | 51,29 | 58,81 | 58,23 | 63,19 | 55,38 | 61,24 |

Примечание. *Породы:* 1 — двупироксеновый чарнокит; г. Винница, скв. 19, гл. 47,0—50,0 м (кол. гл. 59,5—60,3 м (кол. В. Д. Гейко); 4 — плагиочарнокит; там же, скв. 33, гл. 72,3—75,2 м (кол. В. Д. Гейко); скв. 31, гл. 288,5—291,5 (кол. В. Д. Гейко); 7 — аляскит-чарнокит; там же, скв. 31, гл. 199,3—200,0 м (кол. нокит; там же, скв. 31, гл. 278,8—288,5 м (кол. В. Д. Гейко); 10 — винницит; г. Винница, скв. 19, гл. 30,3 — ново-бердичевский гранит; с. Кудинка, р. Юж. Буг, левый берег [89]; 13 — чудново-бердичевский гранит; р. р. Иква, левый берег [82]; 15 — чудново-бердичевский гранит; пгт Чуднов, р. Тетерев [82]. *Минералы* 16 — ан. 10); 19 — гиперстен из двупироксенового чарнокита (см. ан. 1); 20 — гиперстен; Верхнее Побужье [212; гранита; с. Жежелев [223]; 25 — биотит из бердичевского гранита (см. ан. 24); 26 — кордиерит (см. ан. 24);

нат — 11, иногда присутствуют кордиерит, андалузит (на севере) и фибролит. Среди аллохтонных гранитов Н. П. Щербак выделяет две главные разновидности: розовые пегматоидные биотитовые граниты, залегающие среди чарнокитов, и серые гранат-биотитовые, ассоциирующие с винницитами и бердичевскими гранитами. Средний состав этих гранитов (%): плагиоклаз — 20,7; калиевый полевой шпат — 44,7; кварц — 25,9; биотит — 7,7; гранат — 1.

Чарнокитоиды — массивные зеленовато-серые породы, иногда с плохо выраженной полосчатостью. Винницитыы — это преимущественно мигматит-граниты с неоднородной текстурой, обусловленной обилием более или менее ассимилированных ксенолитов. Сложение бердичевских гранитов как массивное, так и мигматитовое.

Все гранитоиды бердичевского комплекса — средне- и крупнозернистые породы. Структура бердичевских гранитов и чарнокитов нередко порфировидная, с выделениями калиевого полевого шпата, плагиоклаза или граната, структура основной ткани гипидиоморфнозернистая, реже — гранобластовая. Для всех пород и бердичевских гранитов в особенности очень характерна бластовая структура, что дало основание Е. М. Лазько и другим [82] называть эти породы бластитами. Основная ткань таких пород сложена плагиоклазом, а интерстиции выполнены кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом. Повсеместно встречаются катакластические структуры.

Плагиоклаз преимущественно таблитчатый, антипертитовый. Наиболее основный — в эндербитах (№ 35—45), значительно менее основный в остальных типах пород, например, в лейкократовых гранитах (№ 23—24), в винницитах и бердичевских гранитах (№ 12—30).

Калиевый полевой шпат образует нередко правильные порфиробласты в лейкократовых гранитах и чарнокитах, а в бердичевских гранитах он преимущественно ксеноморфный. *Калиевый полевой шпат пород этого комплекса* относится к числу наименее упорядоченных на Украинском щите (тип I А. С. Марфунина) [105]. Исключение составляют калиевые полевые шпаты гранитоидов линейных зон диафтореза, где их упорядоченность резко возрастает. Оптическая триклинность большинства изученных образцов находится в пределах 0,19—0,24; рентгеновская триклинность — 0; содержание моноклинной фазы — 100 %; *содержание ортоклаза в калишпатовой фазе пертита* — 83—87 %

и минерало: бердичевского комплекса, %

| 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 64,82 | 48,90 | 38,20 | 38,00 | 50,10 | 49,56 | 48,14 | 39,40 | 36,74 | 38,60 | 35,91 | 48,42 | 37,24 | 34,76 |
| 0,49 | 0,35 | 0,20 | 6,10 | 0,24 | 0,36 | 0,17 | 0,09 | 5,12 | 0,08 | 3,50 | 0,11 | 0,09 | 1,39 |
| 16,31 | 2,68 | 20,00 | 13,90 | 1,41 | 0,79 | 4,89 | 21,02 | 17,16 | 20,81 | 17,80 | 29,83 | 22,20 | 22,07 |
| 1,20 | 0,60 | 0,50 | 0,44 | 0,64 | 3,72 | 0,46 | 1,28 | 1,46 | 0,38 | 1,58 | 1,21 | 1,00 | 2,40 |
| 4,31 | 29,50 | 32,04 | 15,09 | 29,16 | 24,7 | 27,98 | 28,59 | 11,92 | 33,45 | 17,63 | 6,82 | 32,89 | 16,59 |
| 0,05 | 0,32 | 0,78 | Следы | 0,29 | 0,52 | 0,35 | 0,40 | Следы | 1,09 | 0,03 | 0,06 | 1,52 | 0,07 |
| 2,38 | 15,68 | 6,26 | 13,20 | 16,67 | 16,08 | 17,06 | 8,03 | 14,24 | 4,48 | 10,46 | 7,12 | 4,09 | 10,10 |
| 2,66 | 0,38 | 1,16 | 0,58 | 0,23 | 1,50 | 0,28 | 0,77 | 0,28 | 1,19 | 0,07 | 1,26 | 0,25 | 0,07 |
| 3,17 | Следы | 0,05 | 0,24 | Следы | 0,20 | 0,12 | 0,21 | 0,29 | 0,10 | 0,19 | 0,50 | 0,25 | 0,15 |
| 3,25 | 0,10 | 0,24 | 8,81 | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,04 | 9,45 | 0,14 | 9,26 | 1,00 | 0,20 | 9,10 |
| Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр |
| 0,12 | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » |
| Не опр. | 0,62 | 0,90 | 0,16 | 0,80 | 0,56 | 0,20 | 0,08 | 0,44 | Нет | 0,14 | 0,85 | » » | 0,16 |
| » » | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | » » | Не опр. |
| » » | » » | » » | 0,60 | » » | » » | » » | » » | » » | 0,33 | » » | 0,12 | » » | » » | 0,20 |
| 1,51 | 0,36 | Следы | 2,67 | Следы | 2,29 | 0,23 | 0,34 | 2,86 | 0,07 | 3,00 | 2,86 | 0,10 | 3,02 |
| 100,27 | 99,50 | 100,33 | 99,79 | 99,59 | 100,53 | 99,66 | 100,25 | 100,16 | 100,39 | 99,66 | 100,04 | 99,84 | 100,01 |
| — | 1,728 | 1,785 | 1,654 | 1,726 | 1,721 | 1,731 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 1,807 | 1,649 |
| 56,20 | 52,0 | 74,8 | 39,4 | 50,1 | 49,9 | 48,6 | 67,8 | 34,3 | 81,3 | 30,5 | 36,5 | 81,8 | 48,0 |

И. Б. Щербакова); 2 — плагиочарнокит; г. Винница [57]; 3 — диорит-чарнокит; с. Войтовцы, скв. 33, 5 — плагиочарнокит; там же, скв. 33, гл. 30,8—33,8 м (кол. В. Д. Гейко); 6 — чарнокит; пгт Вороновица, В.Д. Гейко); 8 — монцонит-чарнокит; там же, скв. 31, гл. 270,0—273,0 м (кол. В. Д. Гейко); 9 — сиенит-чарнокит 33,0 м (кол. И. Б. Щербакова); 11 — чудново-бердичевский гранит с гранатом; с. Подоланцы [108]; 12 — чудново-Юж. Буг, правый берег; против нижнего Кудиновского карьера [82]; 14 — чудново-бердичевский гранит; гиперстен из винницита (см. ан. 10); 17 — гранат из винницита (см. ан. 10); 18 — биотит из винницита (см. 21 — гиперстен; пгт Тывров [127]; 22 — гранат [212]; 23 — биотит (см. ан. 22); 24 — гранат из бердичевского 27 — гранат из бердичевского гранита (см. ан. 11); 28 — биотит из бердичевского гранита (см. ан. 11).

[209]. Обильно развиты пертиты — игольчатые, призматические, уплощенные, пластинчатые, дисковидные, линзовидные и до. Содержание пертита составляет 15—10, а в чарнокитоидах — до 50 % (мезопертит). Ортоклаз из чарнокитов содержит значительно больше плагиоклазового компонента, чем ортоклаз из бердичевских гранитов и винницитов. Их средний состав, соответственно, следующий: $Or_{73,0}Ab_{24,0}An_{2,4}Cn_{0,3}$ и $Or_{76,0}Ab_{21,0}An_{2,2}Cn_{0,4}$. Среднее содержание примесей в ортоклазе чарнокитоидов (г/т): Ba — 2300; Sr — 420; Li — 34; Rb — 590; Cs — 98; в гранатсодержащих гранитоидах: Ba — 2330; Sr — 370; Li — 4; Rb — 266; Cs — 17. Обращает на себя внимание высокое содержание редких щелочей в чарнокитоидах, что следует связывать с интенсивным наложением высокотемпературного калиевого метасоматоза. Калиевые полевые шпаты пород бердичевского комплекса отличаются также максимальной рентгеновской термолюминесценцией — порядка 20 000 усл. ед., причем наблюдается ее понижение с юга на север. Особенность кривых ТВ — наличие только одного максимума, что характерно для калиевых полевых шпатов из пород одноактного происхождения.

Особенности фемических минералов гранитоидов детально освещены в специальных работах [70, 188, 212, 127, 128, 108].

Биотит имеет характерную для метапелитов оранжевую с красноватым оттенком окраску. Содержание $TiO_2$ очень высокое (до 6 %) и уменьшается от чарнокитоидов (среднее 4,65 %) к бердичевским гранитам (среднее 3,20 %), причем в последних происходит постепенное понижение $TiO_2$ с юга на сев (табл. 15). В том же направлении уменьшается железистость биотита (от 42 до 51 %) и, наоборот, возрастает его глиноземистость. На диаграмме Si — Ti — $Al_{VI}$ биотиты комплекса размещаются в поле метапелитов гранулитовой фации. Из примесей в биотите бердичевских гранитов установлены (г/т): Sc — 30; Li — 100; Rb — 455; Zr — 40; Ni — 40; Co — 25; Cr — 130; в биотите из винницита: Sc — 20; Ni — 150; Cr — 350; V — 400; Nb — 40; Sn — 30; Ge — 20; Cu — 32; Ag — 6; Ba — 700.

Гранат присутствует во всех гранитоидах пелитового ряда и нередко — чарнокитоидах. Н. П. Щербак приводит следующий средний состав граната из чарнокитоидов и апопелитовых гранитоидов: $Alm_{66,9}Py_{28,4}Sp_{1,0}Gr_{3,7}$ и $Alm_{75,4}Py_{19,5}Sp_{2,2}Gr_{2,8}$.

В действительности колебания состава гранатов очень широки, особенно в бердичевских гранитах, где его железистость изменяется от 67 до 88 %. Железистость граната также возрастает вполне постепенно с юга на север, отражая понижение *PT*-условий.

Ромбический пироксен в чарнокитоидах и винницитах нередко образует идиоморфные кристаллы и порфиробласты, плеохроирует редко, так как его железистость составляет обычно 45—52 %. В винницитах (апопелитовых породах) гиперстен насыщен глиноземом, содержание которого может достигать 5—6 %. В гиперстене безгранатовых чарнокитоидов содержание глинозема значительно ниже — 1,5 % (табл. 15). Гиперстен замещается биотитом или куммингтонитом. В качестве примесей в гиперстене установлены (г/т): Ni — 120; V — 250; Cr — 140; Sn — 230; Ge — 20; Cu — 35; Ag — 14; Sc — 20; La — 7.

Кордиерит встречается преимущественно в бердичевских гранитах южной части района, но изредка и в винницитах. Диагностируется он по лимонно-желтым плеохроичным дворикам вокруг монацита. Нередко содержит включения фибролита, биотита, замещается серпентиновидным минералом — кордиефагитом [56]. Отмечается приуроченность кордиерита к кварц-полевошпатовым прожилкам и обособлениям. В северной части поля развития бердичевских гранитов в них появляются андалузит и мусковит.

Надо отметить, что химический состав фемических минералов в ксенолитах метаморфических пород и гранитоидах близкого минерального состава очень сходен, иногда полностью совпадает.

Акцессорная минерализация гранитов изучена Н. П. Щербаком [212]. Наиболее характерный минерал — акцессорный монацит, который в ощутимых количествах встречается во всех типах пород, кроме двупироксеновых чарнокитоидов. Циркон представлен, по меньшей мере, двумя генерациями: призматический циркон является реликтовым, коричневый длиннопризматический возникает при гранитообразовании. Апатит, ильменит и магнетит больше характерны для чарнокитоидов.

По химическому составу наиболее разнообразны эндербиты и чарнокиты (табл. 15). Общей их особенностью являются сравнительно низкая глиноземистость и очень широкий интервал кремнекислотности и железистости. Среди чарнокитоидов встречаются субщелочные, а также сильно обогащенные CaO разности. Все чарнокитоиды значительно кислее пород субстрата. Особенности состава гранатсодержащих гранитоидов — близкие значения кремнекислотности, отвечающие гранодиориту, повышенная глиноземистость и низкая кальциевость, свойственная плагиогранитам. Все они — апопелитовые граниты с нормативным гиперстеном и силлиманитом и по кремнекислотности очень близки к породам субстрата. Средний состав винницитов и бердичевских гранитов отличается только по двум параметрам: содержанию $K_2O$ и $Fe_2O_3$. Средний состав бердичевских гранитов и винницитов, рассчитанный В. В. Зюльцле, следующий (%): $SiO_2$ — 67,27 и 67,35; $TiO_2$ — 0,45 и 0,49; $Al_2O_3$ — 15,65 и 15,90; $Fe_2O_3$ — 0,82 и 1,56; FeO — 3,65 и 3,47; MnO — 0,04 и 0,04; MgO — 1,62 и 1,77; CaO — 2,05 и 2,16; $Na_2O$ — 3,33 и 3,34; $K_20$ — 3,74 и 2,96; $P_2O_5$ — 0,07 и 0,06. По более низкому содержанию $Fe_2O_3$ бердичевские граниты можно отнести к породам, образованным в более восстановительных условиях; этим фактом, вероятно, объясняется отсутствие в них гиперстена даже при высоких температурах образования.

Гранитоиды бердичевского комплекса в своей главной массе образуют стратиформные тела и участвуют в построении пликативных структур. При всем том, однако, они массивны по сложению либо имеют слабо выраженную директивность. Условия формирования гранитоидов были неодинаковыми, причем значения *PT*-параметров закономерно и постепенно снижаются с юга на север [108]: для чарнокитоидов южной зоны $T > 700$ °C, $P > 7 \cdot 10^8$ Па (гранулитовая фация), для винницитов средней зоны $T = 670$—$700$ °C, $P \sim 7 \cdot 10^8$ Па (гранулитовая фация), для бердичевских гранитов $T = 610$—$670$ °C, $P \sim 6 \cdot 10^8$ Па (высокая амфиболитовая фация). Значения $P$ и $T$ одинаковы как для ксенолитов гнейсов, так и для вмещающих гранитоидов. В пре-

делах диагонально расположенных линейных зон диафтореза давление и температура падают до уровня амфиболитовой фации. Состав гранитоидов, особенно бердичевских и винницитов, как показал Н. П. Щербак, существенно отличается от нормального гранитового и близок к составу ксенолитов (скиалитов). Микроструктура большинства гранитоидов внешне очень близка к гипидиоморфнозернистой, но является результатом бластеза (микроочковая). По-видимому, ведущим в образовании гранитоидов бердичевского и генетически подобных им пород Росинско-Тикичского района был процесс перекристаллизации супракрустальных пород близкого к гранитам состава [82, 223]. Среди них, безусловно, имеются тела параавтохтонных гранитов, например, биотитовые и гранат-биотитовые лейкократовые граниты, плагиограниты с андалузитом и др.

#### 4.3.2. НОВОУКРАИНСКИЙ КОМПЛЕКС

К данному комплексу, локализованному в пределах Ингуло-Ингулецкого района, отнесены гранат-биотитовые и биотитовые порфировидные гранитоиды Новоукраинского, Верблюжского, Боковянского, Митрофановского, возможно, частично Чигиринского и ряда других более мелких массивов. Хотя обнаружена определенная связь этих гранитоидов с гранитами кировоградского типа, с которыми их обычно объединяют, тем не менее они обладают и рядом специфических особенностей. Предпосылки для выделения их в самостоятельный комплекс следующие: 1) широкое развитие среди гранитоидов перечисленных выше массивов чарнокитоидов, соответствующих по минеральным ассоциациям габбро-монцонитам, кварцевым монцонитам, гранодиоритам, эндербитам и пироксенсодержащим гранитам; 2) характерные особенности химического состава этих гранитоидов и слагающих их минералов.

Перечисленные разновидности еще в 1973 г. были выделены в новоукраинский и верблюжско-боковянский комплексы [188]. Однако дальнейшее их изучение показало нецелесообразность такого расчленения, поэтому в данной работе они объединены в один комплекс.

Описание отдельных массивов, разновидностей пород и минералов новоукраинского комплекса сделаны Ю. Ир. Половинкиной [123, 124], И. С. Усенко [175], Л. Г. Ткачуком [169], Н. И. Безбородько [9], Н. П. Семененко [144], Р. Я. Белевцевым [13], И. М. Этингофом [227], а также Г. А. Шварцем, Г. А. Нудельманом, С. Е. Федюшиным, Ф. В. Труцько, В. П. Брянским и др.

Наиболее крупным в составе описываемого комплекса является Новоукраинский массив (3,5 тыс. км²), имеющий в плане овальную форму и вытянутый в субмеридиональном направлении. Верблюжский массив вытянут субширотно, Боковянский и Долинский — субмеридионально.

Вмещающей рамой гранитоидов новоукраинского комплекса служат нижнепротерозойские гнейсо-мигматитовые толщи ингуло-ингулецкой и бугской серий, с которыми они имеют четкие, местами активные контакты. Характер сочленения гранитоидов новоукраинского комплекса с другими гранитными комплексами еще до конца не выяснен. Так, Новоукраинский массив на севере контактирует с Корсунь-Новомиргородским плутоном через серию тектонических нарушений, залеченных последующими метасоматическими процессами; на востоке массива наблюдаются постепенные, а местами резкие переходы к гранитам кировоградского комплекса.

Все составляющие новоукраинский комплекс массивы характеризуются сложным внутренним строением. В большинстве из них фиксируется приуроченность наиболее высокотемпературных образований, представленных чарнокитоидами, к западным, юго-западным, реже — северным участкам. Чарнокитоиды образуют изометричные или слегка вытянутые в плане тела небольших размеров с нечеткими контактами. Характер их соотношений с вмещающими гранат-биотитовыми гранитами свидетельствует о более раннем образовании чарнокитоидов, что позволяет рассматривать их в качестве продуктов начальной фазы гранитообразующего процесса, завершившегося формированием порфировидных гранитов, составляющих основную часть комплекса.

Гранат-биотитовые и биотитовые граниты новоукраинского комплекса характеризуются резко выраженной порфировидной текстурой, часто трахитоидной, обусловленной крупными выделениями калиевого полевого шпата красного (реже розового или серого) цвета.

Минеральный состав пород комплекса в отдельных массивах несколько различный. Содержание темноцветных минералов в кварцевых монцонитах, монцонитах, габбро-монцонитах, монцодиоритах и гранодиоритах изменяется в широких пределах (%): ортопироксен — 0,5—20; биотит — 1—9; роговая обманка — 0—9; гранат — 0—12. Содержание полевых шпатов и кварца определяет принадлежность пород к той или иной разновидности и колеблется в таких пределах (%): кварц — 5—20; калиевый полевой шпат — 10—45; плагиоклаз — 25—50. Состав гранат-биотитовых и биотитовых гранитов (%): гранат — 0—20; биотит — 3—15; кварц — 25—35; калиевый полевой шпат — 25—45; плагиоклаз — 26—40.

Ромбический пироксен [127] новоукраинских кварцевых монцонитов и пироксеновых гранитов представлен высокожелезистой разностью (железистость в среднем 80 %) — эвлитом, чем отличается от менее железистого эвлита верблюжских монцонитов (железистость — 73,29 %) и среднежелезистых феррогиперстенов Боковянского (железистость — 54,81 %) и Чигиринского (железистость — 67—70 %) массивов. Ортопироксенам описываемой группы пород свойственно низкое содержание глинозема, что свидетельствует о магматогенном характере их. Кроме того, для них характерна повышенная марганцовистость и титанистость. Феррогиперстены из Верблюжского, Боковянского и Чигиринского массивов в отличие от Новоукраинского содержат вростки моноклинного пироксена, чем обусловлена их повышенная кальциевость.

Гранат [128] — один из породообразующих минералов гранат-биотитовых порфировидных гранитов Новоукраинского и Чигиринского массивов; в кварцевых монцонитах находится в виде единичных зерен; в гранитоидах Верблюжского массива гранат отсутствует, а в Боковянском — встречается изредка. Гранаты Новоукраинского массива обладают высокой железистостью (в среднем 87 %) и низким содержанием пироповой и андрадитовой составляющих, что отличает их от гранатов из всех гранатсодержащих гранитоидов Украинского щита [128]. Железистость граната всегда выше ассоциирующих с ним эвлита, биотита и выше общей железистости породы.

Биотит почти постоянно присутствует во всех гранитоидах комплекса, характеризуется сильной дисперсией свойств в отличие от ортопироксена и граната. Выделяется несколько типов биотитов в зависимости от парагенетической ассоциации [43].

Роговая обманка изредка встречается в новоукраинских, но обычна в боковянских и, особенно, в верблюжских гранитоидах. Компонентный состав роговой обманки $Акт_{0,1}Гас_{0,9}$ [13] приближается к идеальному гастингситу, что наряду с высокой железистостью (62,3—73 %), значительным содержанием титана (1,58—1,97 %) и бурым цветом характеризует условия образования минерала как высокотемпературные, присущие гранулитовой фации.

Плагиоклазы зависят от состава пород, в которые они входят. Андезин (№ 30—37) характерен для кварцевых монцонитов и диоритов, образует кристаллы резко идиоморфной формы, двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Для гранитов и граносиенитов свойственен олигоклаз-андезин (№ 20—26), а для аляскитовых и аплитоидных гранитов — олигоклаз и альбит (№ 18—20).

Калиевый полевой шпат [209] — один из главных породообразующих минералов комплекса, в виде нескольких генераций выделяется в составе основной массы (нерешетчатый криптопертитовый ортоклаз, четкорешетчатый микроклин), а также образует порфиробласты. Количество порфиробластов в породе от 0 до 40—50 % (в гранитах). Цвет минерала от темно-серого и бурого в монцонитах до розового и красного в гранитах. Порфиробласты имеют правильную форму; количество пертитов от 15 до 40 % [209]. Компонентный состав калиевого полевого шпата колеблется $Or_{69,5-81,6}Ab_{17,9-30,5}An_{0,3-3,8}$. Более обога-

щены альбитовым и анортитовым компонентом калиевые полевые шпаты из новоукраинских гранитоидов.

Дифрактометрическое изучение калиевых полевых шпатов показало, что они характеризуются фазовой однородностью при преобладании моноклинных форм; упорядоченность калиевых полевых шпатов составляет 0,84—0,97. В новоукраинских калиевых полевых шпатах отмечается высокое содержание кальция, лития, низкое K/Rb.

Кварц имеет характерный черный или темно-серый цвет, присущий только гранитоидам данного комплекса, поэтому эти породы часто называют черно-кварцевыми.

Главными акцессорными минералами являются монацит, циркон, апатит, магнетит, ильменит, второстепенными — пирит, сфалерит, анатаз, сфен, ортит, фаялит.

Монацит встречен в кварцевых монцонитах, диоритах и пироксеновых гранитах, образует зерна слегка удлиненной или изометричной формы, цвет желтый, розовый. Монацит из пород Верблюжского массива содержит 7,17—7,80 % тория, а из Боковянского — 10,17—10,98 %.

Циркон образует столбчатые, коротко- или длиннопризматические (новоукраинские), шестоватые кристаллы желтого, светло-коричневого, темно-коричневого или бурого цвета. Отмечается сильный алмазный блеск и глянцевидная поверхность граней. Зональность характерна для верблюжских и боковянских цирконов, в новоукраинских — отсутствует. Древние ядра также отсутствуют. Как отмечено многими исследователями, правильная огранка кристаллов циркона, отсутствие древних ядер свидетельствуют о магматогенном его характере.

Апатит является сквозным минералом, представлен фторапатитом, образует бесцветные или бледно-зеленые зерна, реже — хорошо ограненные призматические и шестоватые кристаллы.

Петрохимические особенности пород комплекса заключаются в высокой общей железистости гранитоидов (особенно новоукраинских), не опускающейся ниже 60 % (за исключением некоторых мигматитов Боковянского массива) и достигающей 89 %. При этом отмечаются различные тенденции в изменении железистости пород из разных массивов. Так, в Новоукраинском и Верблюжском массиве железистость уменьшается в направлении от более основных пород к более кислым, в Боковянском — наоборот. Другим важным свойством является степень насыщения пород глиноземом. Так, почти все верблюжские гранитоиды и меньше боковянские недосыщены глиноземом (табл. 16), что минералогически выражается в развитии роговой обманки и иногда моноклинного пироксена, т. е. породы относятся к нормальным известково-щелочным гранитоидам апометабазитового ряда. Новоукраинские и чигиринские гранитоиды в большинстве своем, наоборот, пересыщены глиноземом (наличие граната) и относятся к гранитоидам метапелитового ряда, бедным кальцием.

Почти все породы комплекса характеризуются низкими значениями коэффициента окисления железа, что свидетельствует об условиях низкого парциального давления кислорода и недостатке воды. Одним из важных свойств химического состава пород комплекса является высокое содержание щелочей (до 10 %), отличающее их от гранитоидов других комплексов, при резком преобладании калия над натрием.

Геохимическая специализация комплекса определяется бедностью новоукраинских гранитоидов сидерофильными и обогащенностью (выше кларковых) халькофильными элементами. Содержание Cu в кварцевых монцонитах составляет 70 г/т, а в гранат-биотитовых — 98 г/т, где она связана с цирконом, ильменитом, микроклином. В гранитах Верблюжского, Боковянского, Новоукраинского и Чигиринского массивов отмечается выше кларкового содержание Pb, Ba и Zr, основным минералом-носителем которого является циркон. Согласно геохимическим исследованиям, гранитоиды комплекса можно считать специализированными на цирконий, а также редкие земли (лантан и церий).

Многочисленные признаки, а именно: несогласные контакты с вмещающими породами (в некоторых местах), выдержанность свойств пород и минералов

Таблица 16. **Химический состав пород и минералов новоукраинского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 60,59 | 64,29 | 69,00 | 69,54 | 73,50 | 73,64 | 45,53 | 47,00 | 48,83 | 37,82 | 36,04 | 36,90 |
| $TiO_2$ | 1,27 | 1,07 | 0,73 | 0,55 | 0,33 | 0,24 | 0,32 | 0,43 | 0,19 | 0,13 | 4,06 | 4,99 |
| $Al_2O_3$ | 15,19 | 15,35 | 13,40 | 14,40 | 13,44 | 13,48 | 0,57 | 2,01 | 0,36 | 20,41 | 15,05 | 12,69 |
| $Fe_2O_3$ | 7,33 | 0,93 | 0,61 | 0,88 | 0,33 | 0,53 | 1,46 | 0,69 | 1,31 | 0,17 | 1,04 | 2,07 |
| FeO | 2,18 | 4,53 | 3,66 | 2,51 | 1,72 | 1,86 | 38,07 | 36,20 | 35,55 | 35,34 | 23,52 | 20,84 |
| MnO | 0,10 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,36 | 0,73 | 0,78 | 0,85 | 0,03 | 0,08 |
| MgO | 1,96 | 0,61 | 1,37 | 0,69 | 0,50 | 0,44 | 8,21 | 9,88 | 10,31 | 2,50 | 7,05 | 9,10 |
| CaO | 4,47 | 3,09 | 2,39 | 2,23 | 0,96 | 1,58 | 0,56 | 1,20 | 1,38 | 2,24 | 0,60 | 0,53 |
| $Na_2O$ | 3,47 | 3,31 | 2,86 | 2,85 | 2,98 | 2,95 | 0,70 | 0,15 | 0,07 | 0,08 | 0,78 | 0,25 |
| $K_2O$ | 1,92 | 5,40 | 4,54 | 5,27 | 5,32 | 4,54 | 0,40 | 0,08 | Следы | 0,08 | 7,86 | 8,22 |
| $P_2O_5$ | 0,36 | 0,56 | 0,18 | 0,20 | 0,17 | 0,08 | — | 0,10 | 0,14 | 0,08 | — | 0,11 |
| $SO_3$ | 0,09 | 0,08 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | — | 0,08 | — | — | — | — |
| $H_2O^-$ | — | *0,04* | *0,06* | *0,16* | *0,20* | *0,25* | *0,24* | *0,14* | *0,12* | — | *0,15* | *0,08* |
| П. п. п. | 1,22 | 0,58 | 1,11 | 0,58 | 0,18 | 0,52 | 3,14 | 1,82 | 0,68 | 0,69 | 3,38 | 2,71 |
| *Сумма* | 100,15 | 99,89 | 100,01 | 99,92 | 99,75 | 100,17 | 99,56 | 100,51 | 99,72 | 100,39 | 99,90 | 98,57 |
| $F_{общ}$, *f* | 72,1 | 83,3 | 63,4 | 73,1 | 70,0 | 74,4 | 73,1 | 68,2 | 65,9 | 89,0 | 66,0 | 58,4 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | 1,753 | 1,746 | — | — | 1,676 | 1,669 |

Примечание. *Породы:* 1 — монцодиорит; с. Спасово, Верблюжский массив (кол. Е. Н. Голуб); 2 — кварцевый монцонит; с. Ивановцы, Новоукраинский массив (кол. Е. Н. Голуб); 3 — чарнокит; скв. 1114, гл. 26,0 м, Чигиринский массив (кол. В. И. Орсы); 4 — эвлит-гранат-биотитовый гранит; Адабашский карьер, Новоукраинский массив (кол. Е. Н. Голуб); 5 — гранат-биотитовый гранит; с. Цветное, Чигиринский массив (кол. В. И. Орсы); 6 — биотитовый гранит; р. Боковенька, б. Дубровина (кол. В. И. Орсы). *Минералы:* 7 — эвлит из эвлит-гранат-биотитового гранита (см. ан. 4); 8 — феррогиперстен из монцодиорита (см. ан. 1); 9 — феррогиперстен из чарнокита (см. ан. 3); 10 — гранат из эвлит-гранат-биотитового гранита (см. ан. 4); 11 — биотит из эвлит-гранат-биотитового гранита (см. ан. 4); 12 — биотит из чарнокита (см. ан. 3). Кроме того, в ан. 5 — $CO_2$ — 0,07 %; в ан. 11 — $Li_2O$ — 0,34 %; в ан. 12 — BaO — 0,53 %, F — 0,99 %.

на значительных пространствах, наличие трахитоидных текстур, габитус кристаллов циркона — свидетельствуют о магматогенном характере гранитоидов комплекса, возможно с некоторым перемещением. Магматическая кристаллизация продолжалась длительное время (данные изотопного возраста — от 2200 до 1800 млн. лет) [233] при снижающейся температуре в условиях некоторого дефицита воды и повышенной щелочности. Эти температуры, вычисленные по парам сосуществующих минералов из различных пород комплекса, колеблются в пределах 670—700 °С (для чигиринских гиперстеновых гранитоидов); 630—800 °С (для новоукраинских, верблюжских и боковянских гранитоидов). Давление, определенное по эвлит-фаялитовому геобарометру [177], для новоукраинского граносиенита достигало $4{,}6 \cdot 10^8$ Па.

### 4.3.3. БУКИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Букинский комплекс многопородный: чарнокиты состава монцонитов, гиперстеновые и роговообманковые диориты, гранодиориты, сиениты и нормальные граниты. Породы комплекса образуют плутон сложного строения в Северо-Западном районе на правобережье р. Тетерев в районе сел Буки — Высокая печь. К этому же комплексу принадлежит ряд небольших массивов, приуроченных к Тетеревской зоне разломов — Бражинецкий, Корчикский, Чарторийский и др.

Н. И. Безбородько [9] впервые выделил букинские породы под названием гранодиоритов тригурского типа. Еще раньше они были описаны И. А. Морозевичем под названием габбро-гранитов. Эти породы изучали также И. Ф. Матковский, А. Н. Козловская, Ю. Ир. Половинкина, Н. П. Щербак, А. Г. Ролик, Л. С. Галецкий, Н. Е. Деренюк, В. М. Клочков, С. В. Бухарев, И. Б. Щербаков, И. М. Этингоф и др. Высказаны две противоположные точки зрения на генезис букинских пород: Н. И. Безбородько доказывал интрузивный их генезис, а Ю. Ир. Половинкина обосновывала метасоматический.

Букинский массив представляет собой эллипсообразное в плане тело, вытянутое в северо-западном направлении на 25 км при средней ширине 6—7 км. Массив имеет асимметрично-концентрическое строение. Центральная часть сложена монцонит- и диорит-чарнокитами весьма переменного состава, свя-

занными между собой постепенными переходами. С юга эти породы охвачены полукольцом чарнокитов и сиенит-чарнокитов. Периферию массива повсеместно слагают роговообманковые и гиперстеновые диорит-чарнокиты. К букинскому комплексу принадлежат, вероятно, красные биотитовые трахитоидные граниты, развитые в непосредственной близости от массива, например, по ручью Глыбочек. Вполне возможно также, что диабазы и габбро-диабазы, нередко встречающиеся в кровле плутона, представляют его гипабиссальную фацию. Контакты Букинского массива с породами рамы, по данным Н. П. Щербака, Н. Е. Деренюка и В. М. Клочкова, как правило, согласные. Отмечались и постепенные переходы во вмещающие породы. Б. Г. Герасимчук установил наличие тектонических контактов с сульфидной минерализацией. Ориентировка планпараллельных текстур повсюду согласная с контурами массива. На геофизических картах Букинский массив четко выделяется как положительная гравитационная и магнитная аномалия. В соответствии с расчетами геофизиков массив представляет собой лакколит с вертикальной мощностью около 8 км. Контакты круто падают под вмещающие гнейсы, но с глубиной меняют падение на обратное.

Букинский комплекс содержит многочисленные ксенолиты пород как днестровско-бугской, так и тетеревской серии. Среди ксенолитов встречены гиперстен-силлиманитовые гнейсы, условия формирования которых оцениваются температурой свыше 900 °С и давлением до $11 \cdot 10^8$ Па. Ксенолиты наиболее высоко метаморфизованных пород обычно находятся в кровле массивов. По-видимому, они вынесены с глубин, на которых формировался магматический очаг.

Установлены признаки пирометаморфического воздействия плутона на породы рамы. Так, в забое одной из скважин, пробуренных вблизи от северо-восточного контакта плутона, на расстоянии всего 1 м от тела плутона, обнаружен роговик, имеющий состав: гиперстен, актинолит, биотит, плагиоклаз и кварц. Роговик с характерной ситовидной структурой образовался по гиперстен-актинолитовому плагиогнейсу виленской свиты тетеревской серии, причем эта порода была диафторирована (амфиболизирована) еще до ороговикования. Таким образом, Букинский массив внедрился в предварительно метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций породы тетеревской серии.

Количественные соотношения породообразующих минералов изменяются в широких пределах, в том числе и в выделенных типах пород. Среди монцонит- и диорит-чарнокитов отмечаются пироксеновые, пироксен-роговообманковые, биотит-пироксен-роговообманковые разновидности. Внешний вид их типично «чарнокитовый»: это зеленовато-серые массивные среднезернистые породы, иногда с порфировидной и даже трахитоидной структурами, причем в виде вкрапленников выступают как калиевый полевой шпат, так и плагиоклаз. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, призматически зернистая, монцонитовая. Калиевый полевой шпат и кварц обычно резко ксеноморфны.

Плагиоклаз — №№ 28—42. Калиевый полевой шпат характеризуется одинаковой, но преимущественно низкой упорядоченностью; он имеет $\angle 2V = -64—82°$. Пертитовые вростки мелкие — игольчатые и линзовидные, содержание вростков 10—25 %. Состав калиевого полевого шпата из чарнокитоидов букинского и среднебужского комплексов близкий: $Or_{79-83}Ab_{16-20}An_{2-3}$. По данным Т. А. Рокачук, калиевый полевой шпат букинских чарнокитов имеет сравнительно невысокую $I_{РТЛ}$, отвечающую амфиболитовой фации (7000—9500 усл. ед.), но отличается чрезвычайно характерной особенностью: на кривой ТВ обнаруживается только один низкотемпературный максимум, что свойственно калиевым полевым шпатам одноактных по своему образованию пород. Среднее содержание элементов-примесей в калиевом полевом шпате (г/т): Li — 15; Rb — 165; Cr — 2,7; Sr — 500; Ba — 2800. Гиперстен монцонит-чарнокитов, благодаря довольно высокой железистости (табл. 17), интенсивно плеохроирует. Роговая обманка буровато-зеленая или зеленая. Она замещает пироксены, но есть, вероятно, и первичная роговая обманка. Биотит

Таблица 17. **Химический состав пород букинского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 54,52 | 57,91 | 58,85 | 57,76 | 59,77 | 60,87 | 62,84 | 49,63 | 35,87 | 35,66 | 36,13 |
| $TiO_2$ | 1,28 | 0,93 | 0,96 | 0,92 | 0,82 | 1,00 | 0,80 | 0,26 | 1,22 | 2,66 | 4,26 |
| $Al_2O_3$ | 17,83 | 16,84 | 15,80 | 16,71 | 17,25 | 16,61 | 16,40 | 0,68 | 16,43 | 15,18 | 15,70 |
| $Fe_2O_3$ | 1,97 | 2,49 | 1,41 | 1,51 | 0,74 | 1,86 | 1,78 | 1,25 | 3,45 | 4,21 | 1,63 |
| FeO | 7,61 | 5,43 | 6,16 | 6,07 | 5,78 | 4,93 | 3,83 | 29,60 | 17,55 | 19,58 | 19,02 |
| MnO | 0,03 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,10 | 0,08 | 0,70 | 0,30 | 0,26 | 0,13 |
| MgO | 2,88 | 3,39 | 3,97 | 3,83 | 2,67 | 3,03 | 2,54 | 15,75 | 11,22 | 8,21 | 11,22 |
| CaO | 5,50 | 5,03 | 5,47 | 5,91 | 5,15 | 3,35 | 3,54 | 0,69 | 0,70 | 1,02 | 0,28 |
| $Na_2O$ | 3,40 | 3,49 | 2,75 | 2,80 | 3,48 | 3,17 | 3,30 | 0,20 | 0,30 | 0,69 | 0,15 |
| $K_2O$ | 3,50 | 3,60 | 2,90 | 3,80 | 3,08 | 4,42 | 4,74 | 0,20 | 8,97 | 8,92 | 8,90 |
| $P_2O_5$ | 0,42 | 0,22 | 0,84 | 0,36 | 0,36 | 0,40 | 0,28 | 0,01 | Не опр. | 0,07 | 0,002 |
| $H_2O^-$ | — | — | — | — | — | — | — | Не обн. | 0,23 | 0,06 | Не опр. |
| $H_2O^+$ | — | — | — | — | — | — | — | » » | 3,46 | Не опр. | » » |
| П. п. п. | 1,26 | 1,04 | 1,18 | 0,95 | 0,90 | 0,70 | 0,30 | 0,64 | — | 3,44 | 2,75 |
| F | — | — | — | — | — | — | — | Не опр. | 0,20 | 0,28 | 0,28 |
| $SO_3$ | — | — | — | — | — | — | — | » » | Не опр. | Не опр. | 0,03 |
| *Сумма* | 100,29 | 99,94 | 99,82 | 100,35 | 100,09 | 100,44 | 100,43 | 99,61 | 99,90 | 100,24 | 100,36 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | 1,726 | 1,657 | 1,668 | 1,654 |
| $F_{общ}$, $f$ | 64,69 | 56,15 | 51,26 | 52,38 | 57,83 | 55,32 | 54,84 | 52,83 | 51,78 | 61,77 | 50,76 |

Примечание. *Породы:* 1 — диорит-чарнокит; скв. 2846, гл. 48,0 м (кол. Н. Е. Деренюка); 2 — диорит-чарнокит; скв. 12904, гл. 22,5 м (кол. Н. Е. Деренюка); 3 — монцонит-чарнокит; скв. 12839, гл. 23,6 м (кол. Н. Е. Деренюка); 4 — монцонит-чарнокит; скв. 12884, гл. 25,0 м (кол. Н. Е. Деренюка); 5 — монцонит-чарнокит; с. Новая Рудня, р. Тетерев (кол. И. Б. Щербакова); 6 — чарнокит (гранодиорит); скв. 12901, гл. 20,0 м (кол. Н. Е. Деренюка); 7 — чарнокит (гранодиорит); скв. 12894, гл. 44,0 м (кол. Н. Е. Деренюка). *Минералы:* 8 — гиперстен из монцонит-чарнокита (см. ан. 5); 9 — биотит из гранодиорита; с. Тригурье, р. Тетерев [188]; 10 — биотит из роговообманкового сиенит-чарнокита; с. Буки, р. Тетерев (кол. И. Б. Щербакова); 11 — биотит из монцонит-чарнокита (см. ан. 5).

в монцонит-чарнокитах красно-бурый, высокотитанистый, причем железистость гиперстена и биотита экстремальная — 51—52 %.

Граниты плутона светло-серые, розовые и красные, массивные, равномернозернистые или порфировидные. Обычный состав гранитов (чарнокитов) (%): плагиоклаз (№ 25—30) — 30—40; микроклин — 20—30; кварц — 20—30; роговая обманка, биотит, ромбический и моноклинный пироксены — до 8. Микроклин в гранитах решетчатый, роговая обманка зеленая, биотит зеленовато-бурый, явно низкотемпературный (табл. 17). С роговой обманкой и биотитом ассоциируют нередко эпидот и сфен.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом (450—1360 г/т), сфеном, рудные — титаномагнетитом и сульфидами. Содержание акцессорных минералов (циркона и апатита) значительно выше, чем в побужских чарнокитоидах, и близко к новоукраинским чарнокитам. Циркон прозрачный, сиреневый или розоватый, с зональностью, $c : a \sim 1{,}5—3{,}0$.

Особенностью химического состава букинских чарнокитов является низкая кремнекислотность, отвечающая диоритам и кварцевым диоритам (табл. 17), высокая щелочность и повышенное содержание $P_2O_5$. На диаграмме А. Н. Заварицкого все породы комплекса образуют единую ветвь.

Формирование исходной магмы букинского комплекса, судя по составу ксенолитов, осуществлялось на глубинах до 30 км. Кристаллизация пород комплекса происходила в приповерхностных условиях, о чем свидетельствует наличие габбро-диабазов в кровле плутона. Интрузия чарнокитов осуществлялась в толщу пород днестровско-бугской и тетеревской серий, ранее метаморфизованных и диафторированных. Возраст пород плутона 2330—2080 млн. лет [65]. Полным аналогом букинского комплекса как по минералого-петрографическим особенностям, так и по условиям залегания является умбинский комплекс интрузивных чарнокитов и гранитов Кольского полуострова [29]. На Украинском щите аналогами букинских чарнокитов являются чарнокиты Новоукраинского, Верблюжско-Боковянского и Чигиринского массивов. Имеется определенная общность пород букинского и коростенского комплексов.

## 4.4. ФОРМАЦИЯ НОРМАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Формация объединяет породы типично гранитного состава. Регрессивные граниты формации (уманский, росинский, богуславский, ставищенский, мокромосковский, салтычанский комплексы) представляют собой по глубинности образования амфиболитовой фации. Прогрессивные граниты (житомирский, кировоградский, вознесенский, синюхинский, быстреевский комплексы) отличаются несколько более глубинными условиями формирования, особенно граниты вознесенского и синюхинского комплексов. В гранитах последнего встречаются ксенолиты высокотемпературных метапелитов и даже пироксенсодержащих амфиболитов, вероятно, бугской серии. Темноцветная составляющая регрессивных гранитов представлена одним биотитом. В прогрессивных гранитах появляется гранат, чаще всего в синюхинских и кировоградских, реже — в вознесенских и житомирских.

Все нормальные граниты — высококалиевые породы. Сумма щелочей находится в пределах 7—8 %, нередко — выше. Петрохимический тип большинства гранитов формации, особенно прогрессивных,— апопелитовый. Среди комплексов гранитов стабильных зон многие граниты имеют в среднем нейтральный состав, но в действительности представляют совокупность апопелитовых и апобазитовых гранитов. В частности для Уманского массива установлено полосчатое чередование апопелитовых и апобазитовых гранитов.

По способу образования граниты мобильных зон, вероятно, параавтохтонные. Большинство гранитов стабильных зон — автохтонные, однако для гранитов салтычанского и мокромосковского комплексов есть факты в пользу аллохтонного способа образования.

Надежные возрастные данные для большинства комплексов отсутствуют. По-видимому, намечается существенный разрыв между формированием регрессивных гранитов, для которых изотопные даты находятся обычно в интервале 2300—1900 млн. лет, и прогрессивных гранитов — 2000—1800 млн. лет [65].

### 4.4.1. ЖИТОМИРСКИЙ КОМПЛЕКС

В составе житомирского комплекса преобладают серые равномернозернистые (собственно житомирские и курчицкие) граниты, тесно связанные с гранитами порфировидными (коростышевскими). Распространение пород комплекса приурочено к субширотной полосе вдоль среднего течения р. Тетерев, где их обнажения известны в районе городов Житомир, Коростышев, Мирополь, по рекам Тетерев, Гнилопять, Глыбочка, Смолка, Случь и др.

Житомирский гранит — один из наиболее известных на щите типов гранита — впервые выделен под этим названием Н. И. Безбородько [9], но еще раньше он был известен как антоновский тип гранита В. И. Лучицкого [92]. Коростышевский тип гранита также выделен В. И. Лучицким. Эти граниты описаны в работах В. И. Лучицкого [97], Н. И. Безбородько, Л. Г. Ткачука, Ю. Ю. Юрка, Н. П. Щербака, Э. И. Логвина и др.

Житомирский комплекс сложен гранитоидами локального развития; он отличается от многих других комплексов тем, что имеет четко выраженную вмещающую толщу в виде гнейсов тетеревской серии. Граниты образуют в этой толще разобщенные штокообразные тела в антиклинальных структурах, площадь которых обычно не превышает 20 км². Известны и более крупные массивы — Житомирский, Коростышевский, Курчицкий, Сербовский площадью до 600 км². Равномернозернистые и порфировидные граниты в пределах отдельных массивов нередко чередуются полосообразно, однако наблюдалось и некоторое подобие зональности. Так, по данным Н. П. Щербака [211], в Житомирском массиве гранитов размером 5 × 12 км серые равномернозернистые граниты на периферии массива сменяются розовыми аплитоидными и серыми порфировидными гранитами. В Коростышевском массиве, по мнению Э. И. Логвина [90], зональность обратная — в центре находятся порфировидные граниты. Контакты массивов как согласные, так и рвущие. В обнажениях по р. Тетерев

Таблица 18. **Химический состав пород и минералов житомирского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 67,06 | 68,52 | 70,15 | 71,76 | 68,05 | 70,17 | 71,28 | 33,43 | 35,87 | 34,46 | 34,10 | 34,23 |
| $TiO_2$ | 0,35 | 0,57 | 0,41 | 0,26 | 0,74 | 0,30 | 0,23 | 3,45 | 2,47 | 2,69 | 1,53 | 1,97 |
| $Al_2O_3$ | 15,09 | 15,45 | 14,28 | 14,02 | 15,25 | 15,03 | 14,66 | 18,05 | 18,60 | 19,43 | 20,29 | 18,73 |
| $Fe_2O_3$ | 0,96 | 1,65 | 1,25 | 0,64 | 0,42 | 0,96 | 1,12 | 6,88 | 5,10 | 6,40 | 3,48 | 3,59 |
| FeO | 2,73 | 3,01 | 2,15 | 2,80 | 2,80 | 1,84 | 1,61 | 16,61 | 16,81 | 17,24 | 17,67 | 18,67 |
| MnO | 0,07 | 0,08 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | Не опр. | 0,24 | 0,16 | 0,26 | 0,02 |
| MgO | 0,96 | 1,37 | 0,88 | 0,33 | 1,08 | 0,77 | 0,75 | 8,73 | 7,09 | 6,24 | 8,64 | 8,46 |
| CaO | 2,17 | 1,66 | 1,89 | 0,69 | 1,85 | 1,73 | 1,46 | 0,28 | 0,98 | 0,49 | 0,56 | 0,84 |
| $Na_2O$ | 3,90 | 2,93 | 3,65 | 3,60 | 3,52 | 3,36 | 3,37 | 0,16 | 0,45 | 0,08 | 0,30 | 0,30 |
| $K_2O$ | 4,73 | 4,17 | 3,76 | 5,55 | 4,80 | 4,61 | 4,35 | 7,98 | 6,66 | 8,16 | 8,40 | 8,88 |
| $P_2O_5$ | 0,28 | 0,22 | 0,17 | 0,21 | 0,27 | 0,15 | 0,15 | Не опр. | 0,03 | 0,04 | 0,005 | 0,003 |
| $H_2O$ | — | 0,30 | 0,20 | 0,25 | 0,40 | 0,21 | 0,30 | 0,22 | 0,15 | 0,16 | 0,48 | 0,40 |
| П. п. п. | 0,41 | 0,36 | 0,64 | 0,43 | 0,45 | 0,71 | Не опр. | 4,04 | 5,09 | 4,43 | 3,91 | 3,56 |
| $CO_2$ | 1,08 | — | Следы | Следы | Следы | Не опр. | 0,08 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| $SO_3$ | 0,04 | 0,16 | » | » | 0,02 | » | Не опр. | » | » | » | » | » |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,34 | — | 0,20 | 0,17 |
| *Сумма* | 99,83 | 100,45 | 99,53 | 100,08 | 99,64 | 99,89 | 99,41 | 99,83 | 99,88 | 100,03 | 99,10 | 99,74 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | 1,650 | 1,668 | 1,660 | 1,647 | 1,654 |
| $2V$ | — | — | — | — | — | — | — | 10,5 ° | 10,8 ° | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| $F_{общ}$, $f$ | 68,2 | 65,2 | 67,9 | 82,4 | 62,7 | 65,6 | 66,6 | 59,44 | 63,14 | 67,56 | 57,77 | 59,25 |

Примечание. *Породы:* 1 — гранит; г. Житомир, карьер Крошня [146]; 2 — гранит; г. Житомир-Соколова гора [57]; 3 — гранит; с. Мирополь, р. Случь (кол. А. М. Лысака); 4 — гранит; г. Новоград-Волынский, южн. окраина, р. Случь (кол. А. М. Лысака); 5 — гранит; с. Березовка (кол. А. М. Лысака); 6 — гранит (средний состав) [212]; 7 — гранит (средний состав) [146]. *Минералы:* 8 — биотит из серого мелкозернистого гранита; г. Житомир, Соколова гора [188]; 9 — биотит из светло-серого, среднезернистого гранита; г. Житомир, Соколова гора (кол. И. Б. Щербакова); 10 — биотит из серого, среднезернистого гранита; г. Житомир, Соколова гора (кол. И. Б. Щербакова); 11 — биотит из мусковит-биотитового среднезернистого гранита; с. Корчак, р. Тетерев (кол. И. Б. Щербакова); 12 — биотит из биотитового гранита с мусковитом; с. Лесная Рудня (кол. И. Б. Щербакова).

в районе г. Чуднов и по р. Гнилопять установлен совершенно постепенный переход от типичных бердичевских гранитов к житомирским [108].

Тетеревская серия представлена такими породами: метапелиты, семипелиты, метабазиты (виленская свита); метабазиты и кальцифиры (кочеровская свита); семипелиты (городская свита). Степень метаморфизма пород этих свит понижается в порядке перечисления от высокой амфиболитовой до высокой эпидот-амфиболитовой субфации и примерно с юга на север [108]. Эти же породы слагают типичные ксенолиты в житомирских гранитах.

Типичный житомирский гранит из карьеров Соколова гора и Крошня (г. Житомир) — серый, среднезернистый, равномернозернистый, массивный, иногда слабо гнейсовидный с переходами в равномернозернистый; курчицкий — серый равномернозернистый.

Особенностью состава житомирских гранитов является повсеместное развитие мусковита, как вторичного по биотиту, так и первичного, а также очень небольших количеств граната. Средний состав житомирских гранитов, по Н. П. Щербаку, следующий (%): плагиоклаз — 34,7; калиевый полевой шпат — 28,6; кварц — 25,1; биотит — 7,7; мусковит — 3,2; акцессорные минералы — 0,7.

Структура гранитов гранитовая, порфировидная, гипидиоморфнозернистая, нередко с элементами бластовой структуры.

Калиевый полевой шпат разной степени упорядоченности. Решетка различного типа и степени совершенства развита в 50 % зерен. Пертит дисковидный и линзовидный, редко — игольчатый, содержание пертита не превышает 3 %. Средний состав калиевого полевого шпата — $Or_{85,7}Ab_{12,7}An_{1,1}Cn_{0,25}$; содержание элементов-примесей (г/т): Ba — 1280; Sr — 98; Li — 0,77; Rb — 302; Cs — 1,8. Рентгеновская триклинность изменяется от 0,0 до 0,94. Кали-

евый полевой шпат житомирских гранитов отличается сравнительно высокой $I_{РТЛ}$ (10 000—13 000 усл. ед.) и очень характерной формой кривой ТВ с одним дополнительным максимумом [209]. Плагиоклаз — № 12—21.

Биотит окрашен, как правило, в ярко-коричневый или оранжевый тона, что свойственно биотитам апопелитовых гранитов. Содержание $TiO_2$ составляет 2—3 %, средняя железистость — 61,5 % (табл. 18). Гранат встречается в акцессорных количествах. Его средний состав — $Alm_{77,5}Py_{10,4}Sp_{8,9}Gr_{3,1}$.

Акцессорная минерализация житомирских гранитов — существенно монацитовая, типичная для апопелитовых гранитов. Наряду с акцессорным монацитом присутствуют циркон, апатит, сульфиды, молибденит при очень низком содержании магнетита. Циркон бледно-коричневый, содержит окатанные ядра, удлинение 2,0—3,0.

Химический состав житомирских гранитов довольно разнообразный даже в пределах одного обнажения, причем содержание $SiO_2$ может меняться от 66 до 73 % (табл. 18). Общая особенность этих гранитов — апопелитовый состав, что выражается в низком содержании CaO (ниже 2 %), сравнительно высокое содержание $Al_2O_3$ (около 15 %) и умеренно высокое — суммы щелочей (7,5—8 %).

Среди пород, отвечающих по составу житомирским гранитам, можно выделить три вида. Типично житомирские граниты, массивные, залегают среди гнейсовой толщи нередко с интрузивными контактами. Это анатектические аллохтонные или параавтохтонные позднескладчатые граниты. От собственно житомирских гранитов следует отличать второй вид — равномернозернистые, слегка гнейсовидные двуслюдяные граниты переходной зоны от бердичевских гранитов к тетеревской полосе гнейсов. Это — автохтонные палингенные граниты зоны без геосинклинальной подготовки. Они входят вероятно в состав бердичевского комплекса. Наконец, массивные и гнейсовидные граниты, залегающие в виде небольших тел в Кочеровской синклинальной зоне, принадлежат быстреевскому комплексу.

Возраст гранитов житомирского комплекса по изохронным данным составляет 1860 млн. лет.

#### 4.4.2. БЫСТРЕЕВСКИЙ КОМПЛЕКС

Граниты быстреевского комплекса развиты на весьма ограниченной площади в бассейне среднего течения р. Тетерев; они вскрываются в нижнем течении рек Быстреевка, Мыка, Свинолужка (левые притоки р. Тетерев). Впервые были описаны Л. И. Забиякой в 1972 г.

В большинстве случаев граниты образуют штоковидные и жилообразные тела незначительных размеров. Наиболее изученные и крупные массивы — Быстреевский, Городский, Кочеровский и Раевский.

Быстреевский массив расположен в междуречье Быстреевка — Мыка. Северная часть его изучена в обнажениях по р. Быстреевка, а южная вскрыта рядом буровых скважин на глубину до 250 м. Южный контакт массива секущий, четкий, угол падения его 30°. В окружающих массив мусковит-биотитовых гнейсах городской свиты тетеревской серии вблизи контакта наблюдаются ясно выраженная полосчатость и сланцеватость, ориентированные под углом 45—60°, а также плойчатость и будинаж. По плоскостям многочисленных согласных и секущих трещин интенсивно развиты хлоритизация и мусковитизация, жильные и гнездообразные выделения метасоматического кварца. На отдельных участках по плоскостям трещин отмечаются корочки сидерита, налеты медной зелени, сульфидная минерализация. Восточный контакт массива с вмещающими породами тектонический; падение восточное под углом от 10—30 до 50°. Во вмещающих гнейсах отмечается сланцеватость; мигматизации нет. В эндоконтактовых частях массива граниты более мелкозернистые. Ширина эндоконтактовой зоны не превышает 100 м. В краевых частях массива редко встречаются ксенолиты плагиогранитов и биотитовых гнейсов.

В плане массив имеет неправильную, удлиненную в субмеридиональном направлении форму, и разделяется на две части: северную, слабо вытянутую

в меридиональном направлении, размером 5 × 4 км, и южную, ориентированную в широтном направлении, размером 3 × 1,5 км.

Массив разбит системами трещин северо-западного (падение северо-восточное под углом 65—90°) и северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом 45—70°. Преобладают последние, с ними же связаны прожилки пегматита мощностью от 20 до 50 см.

Городской массив двуслюдяных гранитов расположен в районе с. Городское Коростышевского района и приурочен к Центральной зоне разломов северо-западного простирания. Он представляет собой линзообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении на 9 км согласно простиранию вмещающих пород при ширине в центральной части 2—2,5 км. Падение массива на запад-юго-запад под углом 15—20° лежачего бока и 40—50° висячего. Северо-восточный контакт с вмещающими гнейсам инъекционно-интрузивный. Зона контакта насыщена жилами гранита мощностью от 0,1—0,2 до 1—5 м. Количество их составляет 3—12 % и уменьшается как в глубь массива, так и по мере удаления от него. Ширина зоны, максимально насыщенной пегматитами, составляет 150—200 м. В зоне эндо- и экзоконтактов широко развиты процессы альбитизации, грейзенизации, окварцевания. Преобладающая трещиноватость имеет северо-западное и северо-восточное простирание, преимущественно вертикальное падение.

Кочеровский массив приурочен к пересечению зон разломов северо-восточного (Комаровская) и субмеридионального (Кочеровская) простирания и вскрывается только буровыми скважинами.

Максимальная протяженность массива с севера на юг около 10,5 км, ширина до 6 км.

Изученный северо-западный контакт Кочеровского массива с вмещающими биотит-амфиболовыми, амфибол-диопсидовыми сланцами и кальцифирами тектонический. Наблюдаются дробление пород, катаклаз, интенсивное развитие вторичных процессов. Ширина контактового ореола не превышает 1 км. В экзоконтакте и северной части массива присутствуют амфибол-биотитовые, пироксенсодержащие мигматиты с останцами амфибол-биотитовых гнейсов и кальцифиров. Падение западного контакта на запад, южного — на юго-юго-запад. В целом массив представляет собой конкордантное пластообразное тело с очень неровной поверхностью и разным уровнем эрозионного среза. В зоне контакта как граниты, так и вмещающие породы насыщены пегматитовыми жилами мощностью от 0,5 до 10—15 м. В экзоконтакте в пределах участков развития карбонатных пород наблюдается интенсивное скарнирование. В апикальных частях массива граниты альбитизированы и грейзенизированы, по стенкам трещин практически повсеместно развиты налеты фиолетового и темно-фиолетового флюорита. К центральной части массива интенсивность метасоматических процессов затухает, а количество флюорита уменьшается.

Раевский массив представляет собой три сближенных тела гранитов размером 3,1 × 1,5; 3 × 2 и 6 × 1 км, вскрытых буровыми скважинами. По геофизическим данным, северная часть массива представляет собой пластообразное тело мощностью не более 1 км, согласно залегающее среди пород кочеровской свиты. В южной части вмещающими являются основные породы букинского комплекса. Во вмещающих породах вблизи массива содержится большое количество жил пегматита и гранита, составляющих 25—30 % разреза.

По внешнему облику свежие неизмененные граниты серые до светло-серого, матасоматически измененные граниты Кочеровского и Раевского массивов розовато-серые, розовые и темно-розовые. Структура в целом равномерно- и мелкозернистая, измененные разности приобретают мелкопорфировидный облик за счет микроклина поздней генерации.

Для гранитов Быстреевского массива типична гранитовая структура. В Городском массиве преобладает гипидиоморфнозернистая и бластогранитовая структура. В гранитах Кочеровского массива гранитовая и гипидиоморфнозернистая структуры сохранились только в реликтах; вследствие неоднократного метасоматического изменения возникают грано бластовая, бластогранитовая, реже лепидогранобластовая структуры. Для гранитов Раевского массива

Таблица 19. **Химический состав гранитов быстреевского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71,32 | 71,37 | 74,77 | 74,58 | 74,51 | 75,02 | 72,82 | 72,11 | 73,03 |
| $TiO_2$ | 0,51 | 0,45 | 0,50 | 0,52 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 1,01 | 0,05 |
| $Al_2O_3$ | 14,07 | 14,37 | 14,04 | 13,55 | 13,52 | 13,51 | 14,84 | 13,35 | 14,89 |
| $Fe_2O_3$ | 0,84 | 0,60 | 0,33 | 0,32 | 0,72 | 0,40 | 0,33 | 0,39 | 0,86 |
| FeO | 1,44 | 1,59 | 0,70 | 1,06 | 0,49 | 0,85 | 0,97 | 0,76 | 0,54 |
| MnO | 0,020 | 0,022 | 0,019 | 0,031 | 0,003 | 0,013 | 0,027 | 0,027 | 0,02 |
| MgO | 0,70 | 0,74 | 0,13 | 0,31 | 0,50 | 0,44 | 0,32 | 0,37 | 0,26 |
| CaO | 0,89 | 0,73 | 0,75 | 0,93 | 0,85 | 0,98 | 0,70 | 1,98 | 1,46 |
| $Na_2O$ | 2,97 | 3,02 | 3,18 | 3,29 | 3,95 | 3,48 | 3,50 | 3,72 | 3,99 |
| $K_2O$ | 5,41 | 5,76 | 4,24 | 4,33 | 4,27 | 4,42 | 4,75 | 3,64 | 4,10 |
| $P_2O_5$ | 0,34 | 0,021 | 0,034 | 0,046 | 0,200 | 0,185 | 0,309 | 0,268 | 0,084 |
| $SO_3$ | 0,06 | 0,03 | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,02 |
| $H_2O$ | 0,15 | 0,10 | 0,13 | 0,11 | Не обн. | 0,01 | 0,06 | 0,09 | 0,19 |
| П. п. п. | 1,18 | 1,02 | 0,75 | 0,73 | 0,64 | 0,48 | 1,07 | 1,94 | 0,86 |
| *Сумма* | 99,90 | 99,823 | 99,643 | 99,837 | 99,813 | 99,938 | 99,846 | 99,705 | 100,354 |
| $F_{общ}$, $f$ | 63,98 | 61,98 | 81,61 | 71,38 | 56,09 | 60,93 | 69,62 | 63,2 | 74,4 |

Примечание. *Местоположение проб:* 1 — с. Гута Заболоцкая, скв. 81, гл. 242,0—249,0 м; 2 — там же, гл. 253,0—260,0 м; 3 — с. Кичкиры, скв. 161, гл. 38,0—40,2 м; 4 — там же, гл. 46,0—50,0 м; 5 — с. Кичкиры, скв. 162, гл. 129,7—133,7 м; 6 — там же, гл. 230,0—235,0 м; 7 — с. Заболочье, скв. 251, гл. 297,0—300,0 м; 8 — там же, гл. 303,0—308,0 м; 9 — с. Поташня, скв. 275, гл. 100—105,0 м. (1—9 — анализы Р. И. Довганя).

характерны гипидиоморфнозернистая и гранитовая структуры, реже порфировидная. Для всех гранитов характерно наличие мусковита (3—5 %), сравнительно высокое содержание биотита (5—15 %). В гранитах Кочеровского и Раевского массивов калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, в других гранитах отношения обратные.

Микроклин наблюдается в виде разрозненных зерен, относительно равномерно распределенных в породе, отдельных порфиробластов и в составе раскристаллизованного материала. Двойниковая решетка, по данным Н. К. Крамаренко, шахматного, сноповидно-шахматного или шахматно-сноповидного типа, несовершенная и среднесовершенная. Пертиты развиты повсеместно в количестве 5—20 %, совершенные и среднесовершенные. Форма их линзо- и дисковидная, иногда пятнистая.

В виде включений в микроклине наблюдаются биотит, апатит, циркон, плагиоклаз.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 20—30), не всегда четко сдвойникован по альбитовому закону; $n_g = 1{,}546—1{,}550$; $2V = 80—85°$; зональность отсутствует или проявлена очень слабо, антипертита нет.

Кварц располагается в межзерновом полевошпатовом пространстве, равномерно распределен в породе. Размер зерен 0,1—0,3 мм, реже — до 0,6 мм. Форма зерен идиоморфная со сглаженными краями. Присутствует в двух генерациях с резким преобладанием ранней (сингенетической).

Биотит образует чешуи и пластинки от 0,05—0,3 до 0,6—0,8 мм; темно-коричневый — по $Ng$; $n_g = 1{,}650—1{,}670$. Содержит включения апатита, циркона, в Раевском и Кочеровском массивах также акцессорные монацит и титанит.

Мусковит в виде неправильных пластинок с неровными, часто зубчатыми краями относительно равномерно распределен в плагиоклазе или образует псевдоморфозы по биотиту, реже выполняет межзерновое пространство.

Наиболее распространенным акцессорным минералом является циркон. За исключением гранитов Городского массива, где цирконы однородные по цвету, в остальных местах он встречается в трех генерациях. Бледноокрашенные прозрачные окатанные зерна с матовой поверхностью — самые «древние», реликтовые. Бледноокрашенные розовые и светло-фиолетовые кристаллы составляют раннюю генерацию. Темноокрашенные непрозрачные, полупрозрачные кристаллы бурого цвета самые поздние, $c : a = 2{,}0$ (1—3). В гранитах Быстреевского массива в 1—3 % кристаллов $c : a = 4$.

Таблица 20. **Среднее содержание элементов-примесей в гранитах быстреевского комплекса, г/т**

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ni | 7 | 9 | 6,5 | 4 | 2 | 6 | Zn | 52 | 81 | 68 | 57 | — | 71 |
| Co | 4 | 5 | 2,5 | 4 | 2 | 8,5 | Sn | 14 | 6 | 10 | 5 | 4 | 9 |
| Mo | 1,3 | 1 | 1 | 1,3 | — | — | Be | 1,5 | 2 | 4 | 1,5 | 7 | 3 |
| Zr | 191 | 227 | 143 | 207 | 83 | 128 | Ce | 57 | 75 | 1,2 | 64 | — | 60 |
| Nb | 5 | 19 | 19 | 14 | 20 | 24 | La | 48 | 48 | 28 | 46 | — | 90 |
| Cu | 21 | 16 | 12 | 14 | 13 | 11 | Y | 14 | 9 | — | 7 | 13 | 2 |
| Pb | 49 | 29 | 26 | 34 | 120 | 21,4 | Li | 30 | 87 | 272 | 32 | 130 | 45 |

Примечание. *Массив:* 1 — Быстреевский (среднее из 24 анализов); 2 — Кочеревский (среднее из 15 анализов); 3 — Забелочский (среднее из 53 анализов); 4 — Тесновский (среднее из 34 анализов); 5 — Городский; 6 — Раевский (среднее из 24 анализов).

Другие акцессорные и рудные минералы представлены апатитом, турмалином, гранатом, монацитом, флюоритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, ксенотимом. Содержание их очень низкое (знаки).

Граниты быстреевского комплекса, особенно типичные их представители — граниты быстреевского массива, лейкократовые породы, характеризующиеся высоким, обычно выше 71 %, содержанием $SiO_2$ и сравнительно высокой общей железистостью (табл. 19). Химический состав их типично апопелитовый, а по суммарному содержанию щелочей — субщелочной, с преобладанием $K_2O$ над $Na_2O$. По содержанию элементов-примесей граниты неоднородны (табл. 20). В целом в них обнаруживается вышекларковое содержание по сравнению с гранитами других комплексов (кировоградского и житомирского) [54]: Sn, Nb, Pb, Zn и Li; мало Ni и Be.

Механизм становления гранитных массивов изучен слабо. Представляется, что формирование их происходило на небольших глубинах и степень перемещенности незначительная. Об этом свидетельствует, в частности, присутствие зерен «окатанного» циркона с удлинением до 4, что характерно для цирконов из пород кочеровской свиты.

*Судя по условиям залегания контактов массивов, их можно отнести к позднескладчатым.*

Изотопный возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом по породе, составляет 1990—1910 млн. лет; уран-торий-свинцовым методом по акцессорному монациту — 2360—1890 млн. лет; свинцово-изохронным методом по монациту — от 1825±118 до 2170±50 млн. лет.

### 4.4.3. КИРОВОГРАДСКИЙ КОМПЛЕКС

Описываемый комплекс выделен в Ингуло-Ингулецком районе. Представлен он преимущественно серыми и розовато-серыми порфировидными биотитовыми, гранат-биотитовыми и реже роговообманко-биотитовыми гранитами и мигматитами, известными в литературе под названием гранитов «кировоградского типа». Важную роль в его составе играют также равномернозернистые граниты аналогичного состава, обычно связанные с порфировидными постепенными переходами. Существенной составной частью кировоградского комплекса являются гранитоиды жильной фации, представленные в основном аплитовидными гранитами, а также гидротермально-метасоматические образования.

Следует напомнить, что, согласно принятой авторами схеме расчленения гранитоидов Украинского щита, в рассматриваемый комплекс не включены, как это принято во многих стратиграфических схемах, граниты Новоукраинского, Боковянского, Верблюжского и некоторых других массивов, в составе которых заметную роль играют гиперстенсодержащие гранитоиды. Массивы гранитоидов подобного состава выделены в новоукраинский комплекс, во многих отношениях довольно близкий к кировоградскому, но отличающийся от

него более высокотемпературными условиями формирования. Не включены в кировоградский комплекс также синхронные по времени образования продукты палингенно-метасоматической переработки архейского сиалического фундамента, представленные широкой гаммой гранитоидов в основном гнейсовидно-полосчатого облика. Эту группу гранитоидов мы предлагаем выделить в составе гуровского комплекса.

Таким образом, в нашем понимании объем кировоградского комплекса ограничен среднетемпературными (амфиболитовая фация) гранитоидами прогрессивного типа, субстратом для которых послужили метаморфические образования нижнепротерозойской ингуло-ингулецкой серии. Конформные соотношения этих гранитоидов со структурой вмещающих толщ позволяют рассматривать их в качестве соскладчатых или скорее позднескладчатых образований инверсионной стадии развития геосинклинали. Многочисленные определения радиологическими методами возраста гранитоидов кировоградского комплекса дают значения, лежащие в интервале 2100—1850 млн. лет.

Первое описание кировоградских гранитов, как обособленного петрогенетического типа, сделал Н. И. Безбородько [9]. Позже эти граниты изучали Ю. Ир. Половинкина, Л. Г. Ткачук, Н. П. Семененко, Г. И. Каляев, М. Н. Ивантишин, Ю. В. Кононов, И. М. Этингоф, Р. Я. Белевцев, К. В. Прохоров, В. И. Казанский, Д. П. Виноградов, Г. М. Карпов, Н. Ф. Поддубный, Ю. Д. Шковыра, С. Е. Федюшин, Н. М. Курлов, А. Н. Сухинин, И. И. Рудницкий, В. В. Решетняк, А. С. Киселев, Ф. И. Труцько, В. В. Трощенко, А. Н. Комаров, Т. П. Хомяк, Э. В. Берзенина, В. П. Брянский, В. В. Захаров, В. В. Иванченко, В. И. Орса и другие геологи.

Гранитоиды кировоградского комплекса слагают ряд массивов, наиболее крупными из которых являются Кировоградско-Бобринецкий, Долинский, Чигиринский.

Кировоградско-Бобринецкий массив представляет собой конформное тело, вытянутое в северо-северо-восточном направлении на 110—120 при ширине 10—40 км. На западе серые порфировидные граниты переходят в розовые трахитоидные граниты Новоукраинского массива, а на востоке они окаймляются гнейсами Ингулецкой полосы, с которыми имеют общий структурный план. Долинский массив линзовидной формы ориентирован в северо-западном направлении. Его протяженность достигает 70—75 км при максимальной ширине около 25 км; общая площадь около 1—1,2 тыс. км$^2$. Этот массив — конформное тело, в котором элементы внутреннего строения полностью совпадают со структурой вмещающей толщи. Контакты гранитов кировоградского комплекса с породами вмещающей рамы обычно нечеткие. Граниты, как правило, окружены зонами мигматитов, ширина которых в некоторых случаях достигает нескольких километров. На отдельных участках наблюдается «срезание» порфировидными гранитами структурных элементов мигматитов, что говорит о несколько более раннем образовании последних.

В составе Кировоградско-Бобринецкого массива доминируют биотитовые ($\sim$ 100 %) разновидности гранитов, в то время как в Долинском массиве доля амфибол-биотитовых разновидностей достигает 20—25 %. Соотношение порфировидных и равномернозернистых гранитов в обоих массивах примерно одинаковое.

По данным Т. П. Хомяка, как в Кировоградско-Бобринецком, так и в Долинском массивах порфировидные граниты приурочены к центральным и северным частям, в то время как в южных частях массивов широко развиты равномернозернистые граниты, насыщенные останцами гнейсов и мигматитов. Жильные аплит-пегматоидные граниты распространены повсеместно, но основная масса их сконцентрирована в эндоконтактовых переходных зонах. В центральных частях массивов аплит-пегматоидные граниты образуют отдельные секущие жилы или шлирообразные обособления. Среди жильных гранитов выделяется несколько генераций.

В качестве останцов в гранитах содержится довольно много включений метаморфических пород, метаморфизованных в *PT*-условиях, отвечающих высокотемпературной части амфиболитовой фации.

В подавляющей массе порфировидные граниты описываемого комплекса — светло-серые, розовато-серые или розовые породы с полосчато-порфировидной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением порфировидных вкрапленников полевого шпата и чередованием полос с различным содержанием темноцветных минералов. Размер и форма вкрапленников варьируют в широких пределах, но обычно преобладают средне-, реже крупнопорфировидные разновидности гранитов. Структура гранитов изменяется от гипидиоморфнозернистой до гетерогранобластовой. В их составе обычно преобладает калиевый полевой шпат, содержание которого достигает 45—60 %, но довольно обычными являются и разновидности с равным содержанием калиевого полевого шпата и плагиоклаза или даже с преобладанием последнего. Содержание кварца составляет 15—30 %, биотита — 2—10, граната 0—5, роговой обманки — 0—10 %. Среди равномернозернистых гранитов чаще встречаются существенно лейкократовые разновидности с содержанием кварца до 30 и биотита до 1—2 %. Следует отметить, что роговая обманка присутствует только в порфировидных разновидностях гранитов, а гранат — во всех типах гранитоидов за исключением амфиболсодержащих. В отдельных точках установлены в составе гранита единичные зерна гиперстена. Из акцессорных минералов обычны апатит, циркон, ортит, магнетит, пирит, в отдельных пробах встречен монацит. Для амфиболсодержащих разновидностей характерен сфен; встречаются также анатаз, брукит и ильменит.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. Среди порфировидных вкрапленников преобладают карлсбадские и альбит-карлсбадские двойники с решетчатым строением каждого индивида. Двойниковая решетка четкая, обычно развита по всему зерну. Тип решетки сноповидный или сноповидно-шахматный, степень совершенства высокая. Нередко встречаются зональные зерна, в которых на границах между зернами наблюдаются включения кварца и плагиоклаза. Характерны крупные несовершенные шнуровидные пертиты. В гранитах Долинского массива широко развит микроклин с одномерными пертитами столбчатого или игольчатого габитуса. По данным химического анализа, микроклин порфировидных вкрапленников содержит 18—19 % альбита. Содержание элементов-примесей (г/т): Rb — 400; Cs — 2,5; Ba — 2000; Sr — 80. Микроклин основной массы несомненно принадлежит к образованиям более поздней генерации, но по составу мало отличается от микроклина вкрапленников. Оптические свойства микроклинов выдержаны: $-2V = 80—85°$, $Ng : \perp(010) = 8—11°$, рентгеновская триклинность высокая (0,9—1,0).

Плагиоклаз наблюдается главным образом в составе основной массы, где образует удлиненные зерна; довольно часто также встречается в виде включений в микроклине. В большинстве случаев полисинтетически сдвойникован. Состав изменяется от олигоклаза (№ 10—18) в биотит- и гранатсодержащих парагенезисах до андезина (№ 35—35) в амфиболсодержащих гранитоидах.

Биотит представлен двумя разновидностями, различающимися характером окраски и плеохроизма. В амфиболсодержащих гранитоидах биотиты плеохроируют в зеленовато-бурых тонах; в остальных петрографических разновидностях гранитов — в желтовато-бурых. Характерна хлоритизация, проявившаяся на огромных площадях. Железистость биотита из биотитовых разновидностей гранитов в среднем составляет около 60 %; из амфиболсодержащих гранитоидов — 45—50 %. Содержание титана во всех разновидностях невысокое, но наиболее низкое зафиксировано в биотитах амфиболсодержащих гранитов [188].

Гранат представлен идиоморфными кристаллами с многочисленными трещинами, заполненными магнетит-хлоритовым агрегатом. В составе гранатов преобладает альмандиновая составляющая (до 85 %). Пироповый компонент составляет 7—18 %, гроссуляровый — 2—10 % [128].

Роговая обманка характеризуется густой зеленой окраской и резким плеохроизмом. Общая железистость роговой обманки составляет 60—65 %, что свидетельствует о повышенном содержании ферригастингситового компонента.

Таблица 21. **Химический состав пород и минералов кировоградского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68,10 | 69,26 | 71,32 | 71,32 | 74,78 | 32,78 | 36,00 | 35,02 |
| $TiO_2$ | 0,38 | 0,57 | 0,26 | 0,32 | 0,07 | 3,47 | 3,10 | 2,58 |
| $Al_2O_3$ | 15,90 | 14,73 | 14,99 | 14,85 | 13,57 | 17,81 | 15,64 | 19,25 |
| $Fe_2O_3$ | 0,57 | 0,68 | 0,39 | 0,29 | 0,28 | 4,02 | 4,07 | 2,40 |
| FeO | 2,21 | 3,30 | 1,45 | 2,18 | 1,04 | 20,81 | 19,18 | 20,12 |
| MnO | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,28 | 0,28 |
| MgO | 0,84 | 0,86 | 0,79 | 0,61 | 0,26 | 7,08 | 8,59 | 9,99 |
| CaO | 1,49 | 1,26 | 1,68 | 1,09 | 0,97 | 1,15 | 0,18 | 0,42 |
| $Na_2O$ | 2,88 | 2,74 | 3,37 | 2,97 | 3,49 | 0,40 | 0,12 | 0,12 |
| $K_2O$ | 6,20 | 5,36 | 5,00 | 5,40 | 4,70 | 8,40 | 8,85 | 6,70 |
| $P_2O_5$ | — | 0,16 | 0,13 | 0,13 | 0,04 | — | 0,12 | 0,04 |
| $SO_3$ | — | 0,12 | 0,08 | 0,02 | 0,02 | — | — | — |
| $H_2O^-$ | 0,12 | 0,03 | 0,98 | 0,08 | — | 0,20 | 0,03 | — |
| П. п. п. | 1,11 | 0,74 | — | 0,51 | 0,62 | 3,69 | 3,04 | 3,48 |
| *Сумма* | 99,82 | 99,85 | 100,46 | 99,79 | 99,84 | 100,14 | 99,84 | 100,40 |
| $F_{общ}$, *f* | 66,10 | 72,00 | 56,52 | 69,38 | 72,00 | 65,28 | 59,96 | 55,88 |

Примечание. *Породы:* 1 — порфировидный гранит; окраина г. Кировоград [146]; 2 — порфировидный гранит; г. Кировоград [146]; 3 — порфировидный гранит; там же; 4 — серый порфировидный гранит; г. Кировоград, Соколовский карьер (кол. В. И. Орсы); 5 — розовый порфировидный гранит; с. Куколовка (кол. В. И. Орсы). *Минералы:* 6 — биотит (см. ан. 4); 7 — биотит (см. ан. 5); 8 — биотит (см. ан. 3). Кроме того, в ан. 6 — F — 0,26 %; ан. 7 — F — 0,64 %.

Кварц образует ксеноморфные выделения, заполняющие промежутки между зернами полевого шпата. Включения кварца в микроклине имеют округлую форму.

Циркон присутствует в виде мелких хорошо ограненных кристаллов, представляющих собой комбинацию призмы {110} и бипирамиды {111}. Цвет циркона коричнево-бурый, строение зональное. Удлинение кристаллов циркона изменяется в пределах 2,0—5,0, но наиболее обычны кристаллы с удлинением 2,0—3,0. Содержание циркона составляет в среднем 175 г/т.

Из петрохимических особенностей порфировидных гранитов описываемого комплекса следует прежде всего отметить несколько повышенную их щелочность, чем, кстати, они отличаются от близких по составу пород новоукраинского комплекса. Характерно также довольно высокое содержание глинозема (табл. 21). В геохимическом плане кировоградские граниты обнаруживают значительную неоднородность, обусловленную, по всей вероятности, различиями в петрографическом составе субстрата. Граниты обогащены типичными литофильными элементами.

Вопрос о происхождении гранитоидов кировоградского комплекса относится к числу дискуссионных. Однако при всей его спорности представляется очевидным, что сложный и длительный процесс гранитообразования включал стадию перехода исходного субстрата в состояние расплава, последующая кристаллизация которого запечатлелась в ряде структурно-вещественных признаков.

### 4.4.4. СИНЮХИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Синюхинский комплекс представлен гранат-биотитовыми гранитами, которые обнажены по р. Синюха, левому притоку р. Юж. Буг, в ее верхнем и среднем течении (Ингуло-Ингулецкий район). Комплекс выделен И. Б. Щербаковым [223].

Синюхинские граниты образуют поле субмеридионального простирания длиной 50 и шириной около 20 км. Минералого-петрографические особенности гранитов определяются их расположением в шовной зоне, по которой сочленяются Днестровско-Бугский и Ингуло-Ингулецкий блоки. На востоке и юго-востоке синюхинские граниты переходят в порфиробластические граниты кировоградского типа, с юга и юго-запада окружены ятранскими чарнокитами, с запада и севера — мигматитами уманских гранитов. Они вмещают останцы

Таблица 22. **Химический состав пород и минералов синюхинского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72,82 | 73,98 | 33,60 | 37,76 | $K_2O$ | 4,24 | 4,08 | 8,16 | 0,11 |
| $TiO_2$ | 0,26 | 0,24 | 3,40 | 0,02 | $P_2O_5$ | 0,11 | 0,17 | — | — |
| $Al_2O_3$ | 14,78 | 11,41 | 16,66 | 20,01 | $SO_3$ | 0,02 | — | — | — |
| $Fe_2O_3$ | 0,42 | 0,36 | 11,94 | 0,08 | $H_2O^-$ | — | 0,03 | 0,10 | 0,16 |
| FeO | 1,63 | 2,16 | 16,20 | 33,33 | П. п. п. | 0,41 | 2,57 | 3,12 | 0,97 |
| MnO | 0,02 | 0,07 | 0,21 | 5,62 | F | — | — | 0,45 | — |
| MgO | 0,43 | 0,30 | 5,65 | 1,16 | *Сумма* | 99,02 | 99,36 | 100,25 | 100,21 |
| CaO | 1,30 | 0,96 | 0,56 | 0,84 | $F_{общ}$, $f$ | 72,5 | 88,0 | 70,9 | 95,1 |
| $Na_2O$ | 0,51 | 3,03 | 0,20 | 0,14 | | | | | |

Примечание. *Породы:* 1 — гранат-биотитовый гранит (кол. Г. Г. Виноградова); 2 — серый среднезернистый гранит; с. Соколовка, междуречье рек Горный Тикич и Гнилой Тикич [223]. *Минералы:* 3 — биотит из гранита (см. ан. 2); 4 — гранат из гранита (см. ан. 2).

биотит-гранатовых, биотит-кордиерит-силлиманитовых гнейсов, пироксенсодержащих амфиболитов, чарнокитов.

Синюхинские граниты — светло-серые, розово-серые или розовые среднезернистые с переходами в неяснопорфировидные или аплитоидные. Граниты сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, небольшим количеством обычно мусковитизированного биотита, фиолетовым гранатом. Микроструктура преимущественно неупорядоченная, мигматитовая, реже — гипидиоморфнозернистая и гранитовая. Кварц нередко образует линзовидно-пластинчатые обособления, что характерно для гранитоидов гранулитовой фации.

Калиевый полевой шпат преимущественно (70 %) — решетчатый микроклин. Решетка обычно несовершенная — сноповидная, сноповидно-клеточная, распределена участками. Пертит дисковидный, игольчатый, пламенный в количестве до 10 %. Состав калиевого полевого шпата изменяется от $Or_{59,0}Ab_{34,0}An_{6,5}Cn_{0,7}$ до $Or_{78}Ab_{19}An_{2,0}Cn_{0,4}$. Содержание элементов-примесей (г/т): Li — 3,0—5,0; Rb — 35—200; Cs — 1,5—2,0; Ba — 2000—2500; Sr — 250—350. Рентгеновская триклинность изменяется от 0,0 до 0,85; $I_{РТЛ}$ сравнительно высокая (в среднем 9900 усл. ед.). Кривая ТВ ($T_1 + T_2$) характерна для кировоградских, частью — для бердичевских гранитов.

Плагиоклаз (№ 24—36) нередко антипертитовый. Биотит зеленовато-бурый, высокожелезистый, ассоциирует обычно с гранатом, по составу (табл. 22) отвечает апопелитовым гранитам гранулитовой фации. Гранат образует округлые идиоморфные зерна и имеет следующий компонентный состав (%): альмандин — 80,4; пироп — 5,5; известковистый компонент — 2,4; спессартин — 11,7 (табл. 22). По высокой железистости и марганцевистости этот гранат близок к гранату кировоградских гранитов. Температура, определенная по паре биотит — гранат, равна 700 °С.

Акцессорная минерализация синюхинских гранитов типично монацит-цирконовая. В этом отношении граниты близки к лейкократовым чарнокитам токаревского типа. Они отличаются почти полным отсутствием апатита, сфена, магнетита, ильменита и ортита; содержание циркона также невелико. Встречается турмалин. Монацит прозрачный, бесцветный, не светится под ртутной лампой.

По химическому составу (табл. 22) синюхинские граниты типично апопелитовые, лейкократовые. Лейкократовый характер гранитов, повышенная марганцевистость граната, наличие монацита, неупорядоченность микроструктуры, высокая $I^{КШ}_{РТЛ}$ и характерная форма кривой ТВ позволяют относить их к гранитоидам Ингуло-Ингулецкого района и сопоставлять с вознесенскими гранитами.

### 4.4.5. ВОЗНЕСЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

Вознесенский комплекс представлен в основном плагиоклаз-микроклиновыми гранатсодержащими порфировидными и равномернозернистыми гранитами и мигматитами. Породы комплекса слагают полосу северо-западного

(на юге) и субмеридионального (на севере) простирания, шириной до 30 км и протяженностью свыше 150 км в Ингуло-Ингулецком районе. На севере эта полоса замыкается в районе с. Добровеличковка, на юге уходит за пределы щита. В структурном плане полоса приурочена к юго-западной окраине Ингуло-Ингулецкого района. Состав вмещающих гнейсов изменяется от биотитовых на севере до гранат-биотитовых и гранат-биотит-пироксеновых на юге. В зависимости от состава гнейсов изменяется состав и самих гранитов. Породы комплекса обнажены по рекам Синюха, Юж. Буг и их притокам — Черный Ташлык, Мертвовод.

Вознесенский (трикратский) комплекс выделен И. С. Усенко и другими и описан в ряде работ.

В полосе развития гранитов комплекса выделяется крупный массив гранитов — Вознесенский и целый ряд более мелких гранитных тел (Лысогорский, Добровеличковский и другие массивы), обнажающихся в северном замыкании антиклинория.

Вознесенский (Трикратский) массив имеет сильно вытянутую в плане форму, прослеживаясь по простиранию более чем на 80 км при ширине до 20 км. Наиболее сложной является северо-западная, выклинивающаяся часть массива, с большим количеством разветвлений, чередованием гранитов с мигматитами, гнейсами, развитием ксенолитов метаморфических пород и фациальным разнообразием самих гранитов. Северо-восточный и юго-западный контакты массива имеют сравнительно прямолинейный, преимущественно тектонический характер.

Простирание директивных структур Вознесенского массива, ксенолитов метаморфических пород и осей геофизических аномалий — северо-западное, т. е. структурные элементы пород относительно контуров массива и линейных структур вмещающей рамы являются, в целом, согласными.

Лысогорский массив расположен кулисообразно по отношению к Вознесенскому. Имеет хотя и вытянутую (до 50 км), но исключительно сложную, ветвящуюся в плане форму. Состоит из нескольких выходящих на поверхность тел общей площадью около 250 км². Контакты резко извилистые, что обусловлено главным образом сложной, мелкоскладчатой структурой вмещающей толщи [63]. Гранитные тела, еще более мелкие, чем Лысогорский массив, расположены севернее, в полосе пгт Ольшанка — пгт Добровеличковка. Размеры этих тел по площади не превышают 100 км². Форма тел приближается к изометричной.

Свойства породообразующих минералов (калиевого полевого шпата, биотита, граната), а также присутствие таких минералов, как пироксены, кордиерит, силлиманит и андалузит, свидетельствуют о более высокой степени метаморфизма гранитов вознесенского комплекса, по сравнению с кировоградскими. Они занимают промежуточное положение между новоукраинскими и кировоградскими гранитами и сходны с синюхинскими.

Типичные вознесенские граниты имеют серую, розовато- или зеленовато-серую окраску и порфировидную, реже нечеткопорфировидную и равномернозернистую структуру. По текстуре выделяются массивные граниты с почти изометричными вкрапленниками калиевого полевого шпата и трахитоидные граниты. В северной и южной частях Вознесенского антиклинория структура гранитов становится все более мелкозернистой, слабопорфировидной или равномернозернистой; заметную роль здесь играют лейкократовые и аплит-пегматоидные граниты.

Обычный состав гранитов (%): калиевый полевой шпат — 20—60; плагиоклаз — 20—35; кварц — 20—25; биотит — 2—7; гранат — 2—7, нередко встречаются в незначительном количестве орто- и клинопироксены. Акцессории: циркон, монацит. Качественный и количественный минеральный состав гранитов довольно выдержанный на всем протяжении полосы их развития, за исключением полевых шпатов, количественные соотношения которых могут резко изменяться в пределах одного массива, вплоть до полного исчезновения калиевого полевого шпата.

Калиевый полевой шпат (микроклин) образует порфиробласты, не всегда совершенные, а также крупные ксеноморфные зерна и межзерновые обособле-

Таблица 23. **Химический состав пород и минералов вознесенского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 64,01 | 73,58 | 72,82 | 69,83 | 71,85 | 34,08 | 34,80 | 36,00 | 34,42 | 38,56 | 36,62 |
| $TiO_2$ | 0,97 | 0,22 | 0,26 | 0,24 | 0,36 | 2,30 | 2,48 | 4,52 | 3,08 | 0,08 | 0,12 |
| $Al_2O_3$ | 16,79 | 14,28 | 14,78 | 15,81 | 14,45 | 18,25 | 17,35 | 14,19 | 20,01 | 20,15 | 23,52 |
| $Fe_2O_3$ | 1,21 | 0,45 | 0,42 | 0,36 | 0,66 | 5,05 | 3,84 | 5,80 | 4,76 | 0,20 | 0,86 |
| FeO | 4,12 | 1,13 | 1,63 | 2,48 | 1,86 | 17,55 | 16,30 | 17,85 | 15,28 | 33,26 | 30,87 |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 1,15 | 1,65 |
| MgO | 1,26 | 0,39 | 0,43 | 0,95 | 0,38 | 9,09 | 10,87 | 8,82 | 8,66 | 4,68 | 3,54 |
| CaO | 2,48 | 0,84 | 1,30 | 1,02 | 0,98 | 0,28 | 0,56 | 0,10 | 0,28 | 1,06 | 0,81 |
| $Na_2O$ | 3,70 | 3,26 | 3,51 | 2,78 | 2,93 | 0,29 | 0,45 | 0,23 | 0,48 | 0,25 | 0,26 |
| $K_2O$ | 4,80 | 4,98 | 4,24 | 5,57 | 5,56 | 8,48 | 9,20 | 9,14 | 9,42 | 0,08 | 0,16 |
| $P_2O_5$ | — | 0,15 | 0,11 | 0,05 | 0,11 | — | — | — | — | 0,10 | 0,25 |
| $SO_3$ | — | 0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,16 | — | — | — | — | — | — |
| $H_2O^-$ | 0,19 | — | — | — | 0,03 | 0,16 | 0,84 | 0,31 | 0,08 | 0,08 | 0,02 |
| $H_2O^+$ | 0,39 | — | — | — | — | 4,68 | 3,65 | 0,56 | — | — | 0,95 |
| П. п. п. | — | 0,54 | 0,41 | 0,94 | 0,32 | — | — | — | — | 0,44 | — |
| F | 0,10 | — | — | — | — | 0,35 | 0,32 | 1,30 | — | — | — |
| *Сумма* | 100,06 | 99,74 | 99,02 | 100,15 | 99,67 | 100,01 | 100,74 | 99,88 | 99,77 | 100,09 | 99,63 |
| $n_g = n_m$ | — | — | — | — | — | 1,651 | 1,664 | 1,665 | 1,661 | Не опр. | Не опр. |
| $F_{общ}$, $f$ | 70,0 | 69,9 | 72,6 | 62,7 | 78,6 | 57,8 | 50,6 | 59,5 | 56,0 | 80,0 | 83,4 |

Примечание. *Породы:* 1 — розово-серый, порфиробластический гранит; с. Александровка [188]; 2 — порфировидный гранит (кол. Г. Г. Виноградова); 3 — порфировидный гранит (кол. Г. Г. Виноградова); 4 — порфировидный гранит (кол. Г. Г. Виноградова); 5 — розово-серый, среднезернистый микроклин-плагиоклазовый гранит; с. Александровка [188]. *Минералы:* 6 — биотит из гранита (см. ан. 5); 7 — биотит из зеленовато-серого порфиробластического гранита; с. Александровка [188]; 8 — биотит из гранита (см. ан. 1); 9 — биотит из трахитоидного гранита; с. Трикраты [188]; 10 — гранат из розовато-серого, среднезернистого гранита; с. Александровка (кол. И. Б. Щербакова); 11 — гранат из порфировидного гранита; р. Б. Корабельная (кол. Ю. В. Кононова)

ния; простые двойники резкие, закон двойникования — альбит-карлсбадский [209]. Микроклин, как правило, решетчатый, развитие решетки сплошное и участковое, *тип решетки — сноповидный. Количество пертитовых вростков* редко достигает 20 %, но по форме они очень разнообразны. Преобладает игольчатый пертит, реже толстостолбчатый, дисковидный, ветвисто-ленточный, ветвисто-шнуровидный. Распределение пертита обычно участковое; мелкий пластинчатый пертит приурочен к краям зерен.

Состав калиевого полевого шпата — $Or_{67-78}Ab_{10-30}An_{0,4-3,8}$, $-2V = 84°$. Суммарный состав пертитов — 80 %, содержание ортоклаза в калиевой фазе — 90,8 %. Калиевый полевой шпат структурно однородный. Рентгеновская триклинность $\Delta_p$ — 0,90—1,00. Калиевые полевые шпаты отличаются высокой $I_{РТЛ}$ (*порядка* 7000—16 000 усл. ед.) [209]. *Чрезвычайно характерной* особенностью калиевого полевого шпата вознесенских гранитов является простая форма кривой ТВ, которая свойственна калиевым полевым шпатам гранитов прогрессивной ветви гранитообразования. По термолюминесцентным свойствам калиевый полевой шпат вознесенских гранитов полностью аналогичен калиевому полевому шпату локатипических кировоградских гранитов и резко отличается от калиевого полевого шпата порфировидных гранитов Среднего Побужья. Среднее содержание микроэлементов в калиевом полевом шпате (г/т): Li — 2,3; Rb — 194; Sc — 1,5; Ba — 1222; Sr — 91; Ti — 53; Mn — 29; Be— 0,2; Ga — 44; Pb — 54; Cu— 5,8.

Плагиоклаз (кислый олигоклаз) — таблитчатые зерна, часто корродированные микроклином и кварцем, нередко антипертитизирован. Биотит — бурый с красноватым и оранжевым оттенками, обычно содержит плеохроичные дворики, изредка — зональный. Химический состав биотитов (табл. 23) указывает на неоднородность гранитов. В целом, однако, биотит вознесенских гранитов сравнительно высокотемпературный, и на диаграмме Si — Ti — Al его средний состав укладывается в поле метапелитовых гранитов гранулитовой фации [188]. По содержанию в биотите $TiO_2$ вознесенские граниты занимают промежуточное *положение между новоукраинскими и кировоградскими. Биотит вознесенских*

гранитов отличатеся низким содержанием Sc (10 г/т); содержание прочих микроэлементов (г/т): Zr — 180; Ni — 35; Co — 30; Cr — 100.

Гранат пироп-альмандиновый; компонентный состав граната из розовато-серого среднезернистого гранита (табл. 23, ан. 10) (%): Alm — 75,4; Py — 18,9; Sp — 2,7; Gr — 2,4; Andr — 0,67; из порфировидного гранита (табл. 23, ан. 11) (%): Alm — 77,8; Py — 15,5; Sp — 4,4; Gr — 2,5.

По составу гранаты Вознесенского массива близки к гранатам новоукраинских гранитов и чарнокитов, отличаясь от них очень низким содержанием гроссуляра, что вполне увязывается с апопелитовым характером вознесенских гранитов. Гранаты из гранитов Нижнебугского района свидетельствуют о повышенном давлении формирования гранитов. Они очень близки по составу к гранатам из гранитоидов Приднестровья и на диаграмме Py — Alm — Sp [128] попадают в поле гранулитовой фации.

Общей петрохимической особенностью гранитов вознесенского комплекса является весьма значительное содержание в них $K_2O$ (в среднем $\sim$ 5,1 %) и аномально низкое содержание CaO (в среднем 0,96 %); это типичные апопелитовые граниты, обнаруживающие прямую связь с составом субстрата. В направлении с юга на север намечается определенная закономерность в изменении петрохимических свойств пород: в два-три раза уменьшается содержание $TiO_2$, $Fe_2O_3$, MgO и в 1,1 раза — FeO. Содержание CaO, $Na_2O$, $K_2O$, $P_2O_5$ стабильное. Типичные взонесенские граниты по химическому составу ближе всего к кировоградским гранитам.

В возрастном отношении взонесенский комплекс всегда рассматривался совместно с кировоградскими и житомирскими гранитами. Возраст гранитов (по монациту) определяется в 2100—1900 млн. лет.

#### 4.4.6. УМАНСКИЙ КОМПЛЕКС

Уманский комплекс включает порфиробластические, равномернозернистые и аплит-пегматоидные граниты, развитые в Росинско-Тикичском районе в верховьях рек Горный Тикич, Уманка, Ятрань и в бассейне р. Собь. В обнажениях по долинам этих рек вскрывается восточная часть Уманского массива.

Уманский тип гранита выделен Н. И. Безбородько [9], который определил его как серый среднезернистый с переходом в порфировидный гранит, близкий к житомирскому типу. Уманские граниты подробно описали Ю. Ю. Юрк [228] и И. Б. Щербаков [223].

Граниты уманского комплекса образуют Уманский (площадь свыше 1600 км$^2$) и Юрпольский массивы (площадь 70 км$^2$) и ряд мелких безымянных массивов. Уманский массив ориентирован меридионально и имеет длину 70 км при ширине 30 км. Простирание директивных структур массива, ксенолитов метаморфических пород и осей геофизических аномалий северо-западное до субмеридионального. Поблизости от границы с Подольским блоком Днестровско-Бугского района уманские граниты перемежаются с гранитоидами собитового комплекса, слагая «мост», связывающий уманский гранит с собитами и далее — с чарнокитами.

Уманский массив характеризуется асимметрично-зональным строением. Южная часть массива сложена порфиробластическими гранитами, которые севернее сменяются зоной серых равномернозернистых гранитов, далее — розовых равномернозернистых и, наконец, зоной аплитоидных гранитов, постепенно переходящих в мигматиты. Центральная часть Юрпольского массива сложена розовыми равномернозернистыми, а внешняя — розовыми аплитоидными гранитами.

Ксенолиты в гранитах комплекса представлены исключительно породами амфиболитовой фации — амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, очень редко — биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, а также основными гранитоидами — плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами. В соответствии с проведенным метаморфическим картированием по ксенолитам западная часть Уманского массива относится к высокой амфиболитовой с наложением низкой амфиболитовой субфации, а восточная — к низкой амфиболитовой с наложе-

нием эпидот-амфиболитовой субфации. В мелких массивах гранодиоритов, включенных в Уманский массив, по биотит-роговообманковому геотермометру установлены, по-видимому, реликтовые температуры гранулитовой фации.

Типичный уманский гранит, например, в карьерах г. Умань — серая, даже голубовато-серая массивная порода с порфиробластами светло-серого калиевого полевого шпата длиной около 15 мм при их содержании в породе 10—20 %. Минеральный состав порфиробластических и равномернозернистых гранитов в среднем одинаков (%): калиевый полевой шпат — 36; плагиоклаз — 33; кварц — 27; биотит — 3. Структура порфировидная, неясно порфировидная, гранитовая (с равным идиоморфизмом калиевого полевого шпата и плагиоклаза); в розовых равномернозернистых и аплитоидных гранитах — гранобластовая, аплитовая.

Калиевый полевой шпат представлен четко решетчатым микроклином. Двойниковая решетка высокой степени совершенства, клеточная или шахматно-клеточная, иногда зональная. Пертитовые вростки линзовидные, пламенные, игольчатые; их содержание обычно не превышает 10 %. Средний состав микроклина в гранитах — $Or_{82}Ab_{17}An_1$, в аплитоидных разностях — $Or_{85-89}Ab_{11-15}$. Содержание элементов-примесей (г/т): Rb — 320; Cs — 1,32; Ba — 148,7; Sr — 62. Рентгеновская триклинность — 0,98—1,00. Уманские граниты отличаются особенно низкой интенсивностью термолюминесценции (около 3000 усл. ед) и сложной кривой термовысвечивания. Последний факт связывают со сложной историей существования калиевого полевого шпата в этих гранитах.

Плагиоклаз — № 16—33 (среднее — № 26); в аплитоидных и розовых равномернозернистых гранитах — № 15—18.

Биотит зеленовато-бурый, обычно зональный, иногда мусковитизирован. Железистость биотита в порфировидных гранитах — 56,4, в серых равномернозернистых — 58,9 %, т. е. несколько ниже средней железистости биотита раннедокембрийских гранитоидов (63,5). Состав биотита (табл. 24) полностью отвечает составу биотита из гранитов амфиболитовой фации, причем одна часть анализов биотита отвечает апопелитовым гранитам (табл. 24, ан. 12—14), другая — апобазитовым гранитам (табл. 24, ан. 10, 11, 15). Среднее содержание элементов-примесей в биотитах (г/т): Li — 350; Rb — 525; Zr — 515; Ni — 130; Co — 50; Cr — 20; Sc — 54.

Ведущие акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, сфен, монацит; второстепенные: пирит, роговая обманка, ильменит, ортит, графит, турмалин, гранат, пироксен, рабдофанит, ксенотим, бастнезит, торит, иттриалит, галенит, сфалерит, молибденит, пирротин, пирит, ильменит, перовскит, касситерит, флюорит. В гранитах апобазитового состава преобладают апатит-титанит-цирконовые парагенезисы с повышенным содержанием магнетита, а в апопелитовых гранитах — монацит-цирконовые. Среднее содержание акцессориев в порфировидных гранитах следующее (г/т): апатит — 2450; титанит — 1230; магнетит — 4800.

Циркон присутствует в двух генерациях. Ранний циркон (прозрачный, бесцветный, с высоким двупреломлением и многочисленными включениями) содержится в виде ядер в позднем цирконе. Поздний циркон — полупрозрачный, бурый, с низким двупреломлением, без включений. Среди раннего циркона встречаются, возможно, окатанные зерна. Преобладают кристаллы цирконового типа. Среднее удлинение циркона — 2,1· длина кристаллов — 0,156 мм.

Петрохимические особенности уманских гранитов (табл. 24) — высокое содержание щелочей, преобладание калия над натрием. Одинаково часто встречаются незначительно пересыщенные глиноземом (апопелитовые) или кальцием (апобазитовые) граниты. Граница их определяется по содержанию CaO (около 1,70 %). Среднее содержание элементов-примесей (в порфировидных гранитах) следующее (г/т): Li — 26; Rb — 138; V — 23; Cu — 10; Ga — 12; Zr — 180; Sr — 150; Ba — 310; Pb — 13.

Условия залегания гранитов — общность директивных структур и постепенные взаимопереходы гранитов и вмещающих мигматитов, одинаковый состав ксенолитов в тех и других и, особенно, секущее положение контуров массивов относительно простирания вмещающих пород — позволяют рассматри-

Таблица 24. **Химический состав пород и минералов уманского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69,00 | 70,46 | 70,55 | 70,74 | 72,15 | 70,96 | 73,33 | 73,98 | 74,58 | 36,58 | 36,27 | 35,95 | 35,86 | 36,50 | 36,79 | 34,00 |
| $TiO_2$ | 0,47 | 0,35 | 0,43 | 0,37 | 0,24 | 0,11 | 0,00 | 0,19 | 0,07 | 2,15 | 2,21 | 2,99 | 2,73 | 2,31 | 1,92 | 2,27 |
| $Al_2O_3$ | 14,43 | 13,59 | 14,13 | 13,23 | 14,44 | 13,88 | 12,86 | 12,68 | 12,60 | 16,57 | 15,81 | 16,43 | 15,56 | 15,59 | 16,58 | 15,46 |
| $Fe_2O_3$ | 1,56 | 0,45 | 1,07 | 0,84 | 1,10 | 0,69 | 0,38 | 2,06 | 0,88 | 5,26 | 5,30 | 5,23 | 5,59 | 5,77 | 6,87 | 7,03 |
| FeO | 2,16 | 2,51 | 1,66 | 2,39 | 0,86 | 2,02 | 1,49 | 0,43 | 0,68 | 14,65 | 16,08 | 18,66 | 18,04 | 16,37 | 14,07 | 19,01 |
| MnO | 0,09 | 0,03 | 0,07 | 0,03 | 0,08 | 0,02 | 0,01 | — | 0,008 | 0,35 | 0,42 | 0,26 | 0,32 | 0,41 | 0,28 | 0,58 |
| MgO | 1,23 | 0,55 | 0,90 | 0,44 | 0,65 | 0,64 | 0,17 | 0,80 | 0,36 | 10,08 | 9,95 | 7,98 | 8,58 | 9,88 | 10,57 | 6,83 |
| CaO | 2,05 | 1,30 | 1,71 | 1,71 | 1,71 | 1,84 | 1,90 | 1,63 | 1,33 | 0,56 | 0,28 | 0,42 | 0,34 | 0,14 | 0,56 | 0,42 |
| $Na_2O$ | 3,08 | 3,16 | 2,96 | 2,96 | 5,12 | 3,88 | 3,51 | 2,73 | 3,88 | 0,34 | 0,26 | 0,55 | 0,41 | 0,28 | 0,74 | 0,34 |
| $K_2O$ | 4,48 | 5,42 | 5,08 | 5,03 | 1,84 | 4,37 | 4,76 | 4,80 | 4,52 | 8,24 | 8,28 | 7,27 | 8,96 | 8,41 | 8,42 | 8,49 |
| $P_2O_5$ | 0,16 | 0,17 | 0,11 | 0,08 | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,04 | 0,26 | 0,06 | 0,07 | Не опр. | 0,14 | 0,07 | — | 0,23 |
| $H_2O^+$ | 0,12 | 0,21 | 0,24 | 0,15 | 0,31 | 0,04 | 0,13 | 0,04 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | — |
| $H_2O^-$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,72 | 0,53 | Не опр. | 0,10 | 0,20 | — | 0,27 |
| П. п. п. | 1,01 | 0,75 | 1,02 | 1,40 | 0,99 | 1,30 | 1,25 | 0,20 | 0,29 | 3,04 | 3,38 | 3,53 | 3,13 | 3,26 | 2,94 | 3,99 |
| $SO_3$ | — | — | — | — | — | — | — | 0,07 | 0,12 | 0,24 | 0,20 | Не опр. | 0,06 | 0,29 | — | 0,09 |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,13 | 0,93 | 0,85 | 0,80 | 1,27 | 0,40 | 0,52 |
| *Сумма* | 99,84 | 98,95 | 99,93 | 99,37 | 99,60 | 99,85 | 99,28 | 99,65 | 99,60 | 99,97 | 99,97 | 100,61 | 100,12 | 100,73 | 100,14 | 100,33 |
| $n_g$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,651 | 1,660 | 1,655 | 1,650 | 1,644 | 1,654 | 1,656 |
| 2 V | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 5,0 | Не опр. | 7,8° | 7,6° | 6,7° | 5,9° | Не опр. |
| $F_{общ}$, $f$ | 66,6 | 61,2 | 64,5 | 80,0 | 62,8 | 65,8 | 86,1 | 60,0 | 71,0 | 52,4 | 54,6 | 62,4 | 60,5 | 55,5 | 52,2 | 68,0 |

Примечание. *Породы:* 1 — порфировидный гранит; с. Пиковец [223]; 2 — порфировидный гранит; с. Косеновка [223]; 3 — порфировидный гранит; с. Сушковка [223]; 4 — порфировидный гранит; с. Краснополка [223]; 5 — порфировидный гранит; с. Бузовка [223]; 6 — равномернозернистый гранит; с. Конела [223]; 7 — равномернозернистый гранит; с. Бузовка [233]; 8, 9 — аплит-пегматоидный гранит [228]. *Минералы:* 10 — биотит из порфировидного гранита (см. ан. 3); 11 — биотит из порфировидного гранита (см. ан. 1); 12 — биотит из порфировидного гранита (см. ан. 2); 13 — биотит из порфировидного гранита (см. ан. 4); 14 — биотит из равномернозернистого гранита; г. Умань [223]; 15 — биотит из равномернозернистого гранита (см. ан. 6); 16 — биотит из равномернозернистого гранита; с. Юрполь [223].

вать граниты уманского комплекса как автохтонные. Однако история становления комплекса, по-видимому, более сложная.

В бассейне р. Собь установлена парагенетическая и, возможно, генетическая связь уманских гранитов с собитами, а последних с чарнокитами. Кроме того, среди уманских гранитов в акцессорных количествах постоянно устанавливаются гранат и пироксены, а в районе р. Собь — типичные ксенолиты диафторированных пород гранулитовой фации. Севернее Уманского массива среди мигматитов залегают многочисленные тела пород железисто-кремнистой формации, наиболее крупные из которых (Володарская магнитная аномалия) сохранили полностью парагенезисы минералов гранулитовой фации, а более мелкие представляют собой диафториты по таким же породам и распознаются по высоким реликтовым температурам. По нашему мнению, тела таких пород представляют собой не что иное, как останцы, сохранившиеся в условиях амфиболитовой фации. Останцы образуют своего рода инфраструктуру, в которой восстанавливается первичная метаморфическая зональность в пределах гранулитовой — высокой амфиболитовой фаций [108]. Возраст уманских гранитов, определенный калий-аргоновым методом (1700—1300 млн. лет), как показано ранее [222], характерен для пород гранулитовой фации. Таким образом, есть определенные основания рассматривать граниты уманского комплекса как продукт переработки более ранних образований гранулитового слоя в условиях амфиболитовой фации и существенного привноса щелочей.

Наиболее ранней разновидностью гранита являются, вероятно, насыщенные ксенолитами серые равномернозернистые граниты, для которых можно допустить параавтохтонный механизм формирования. Вкрапленники калиевого полевого шпата, как показывают наблюдения в шлифах, накладываются на структуру равномернозернистых гранитов в результате порфиробластеза. При этом химический состав гранитов не изменяется. Порфиробластез протекал в тектонически спокойных и в сравнительно низкотемпературных условиях, о чем свидетельствуют максимальная упорядоченность и особенно низкая интенсивность термолюминесценции калиевого полевого шпата, мусковитизация и эпидотизация биотита. Аплит-пегматоидные граниты, по-видимому, представляют собой лейкократовую выплавку. Они резко обеднены всеми акцессориями, кроме магнетита.

По отношению главной фазы складчатости Уманский массив является, по меньшей мере, позднекинематическим, а по времени порфиробластеза — посткинематическим.

Уманский комплекс долгое время рассматривался как возрастной аналог коростенского комплекса. Причиной такого ошибочного мнения были определения изотопного возраста калий-аргоновым методом, которые укладывались в интервале 1625—1390 млн. лет. Более поздние определения возраста уран-свинцовым методом по монациту (серый равномернозернистый гранит, с. Конела) дали цифру 2010 млн. лет [222], а затем — до 2200 млн. лет [65]. По изохронным данным, возраст пород уманского комплекса 2225 млн. лет.

### 4.4.7. РОСИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Росинский комплекс сложен розовыми и розово-серыми порфиробластическими, равномернозернистыми и аплитоидными гранитами, которые обнажены в среднем течении р. Рось в районе г. Белая Церковь. Комплекс выделен И. С. Усенко и другими [180] и описан в работах Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкого, И. Б. Щербакова. Надо заметить, что ранее содержание комплекса было иным: в него включали Богуславский массив [180, 223].

В отличие от уманского и некоторых других комплексов в поле развития росинских гранитов, как установлено Н. Е. Липкиной-Кучинской, выделить отдельные массивы, сложенные теми или иными разновидностями гранитов, невозможно, так как повсеместно наблюдаются их сонахождение и плавные взаимопереходы. Особенность росинских гранитов — тесная ассоциация с теневыми мигматитами, гранитоидами повышенной основности тетиевского комплекса (плагиогранитами, гранодиоритами, диоритами) и метаморфиче-

скими породами росинско-тикичской серии, причем собственно росинские граниты занимают едва ли половину площади. Максимальная площадь, слагаемая гранитами, — 60 км². Ориентировка директивных структур, ксенолитов и геофизических аномалий северо-западная.

Распространение росинских гранитов на западе ограничено примерно меридианом с. Володарка, на востоке — с. Рокитно, на юге — широтой с. Ставище. Западнее с. Володарка резко преобладают мигматиты аплит-пегматоидных гранитов с телами равномернозернистых гранитов. На востоке росинский комплекс ограничен распространением богуславских гранитов.

По данным Н. Е. Липкиной-Кучинской, площадь развития росинских гранитов разделяется на два тектонических блока: Белоцерковский (северный) и Озернянский (южный). В Белоцерковском блоке преобладают породы белоцерковской свиты (верхняя свита росинско-тикичской серии), а в Озернянском — володарской (нижняя свита). В обоих блоках преобладают богатые CaO метаморфические породы (амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы, кальцифиры), хотя в Озернянском блоке несколько чаще встречаются метапелиты. Все эти породы являются диафторитами амфиболитовой фации по более высокотемпературным образованиям, однако есть существенные различия в максимуме метаморфизма пород обеих свит [108]: максимум прогрессивного метаморфизма пород белоцерковской свиты оценивается высокой амфиболитовой субфацией (Белоцерковская группа магнитных аномалий). На карте метаморфизма район развития пород росинского комплекса показан высокой амфиболитовой субфацией с наложенной низкой амфиболитовой субфацией и с реликтами пород гранулитовой фации в Озернянском блоке.

Среди гранитов преобладают розовато- или кремово-серые крупно- и среднезернистые породы со значительным содержанием порфиробластов розового калиевого полевого шпата, размером до 5—6 см, ориентированных беспорядочно, реже — планпараллельно с простиранием 320—350°. Равномернозернистые граниты также преимущественно розовые, часто с неясно выраженной полосчатостью. Средний минеральный состав порфиробластических и равномернозернистых гранитов, соответственно, следующий (%): микроклин — 26 и и 37,5; плагиоклаз — 39 и 30; кварц — 31 и 30; биотит — 4,8 и 2,6. Вторичные — мусковит, эпидот, сфен. Равномернозернистые граниты отличаются от порфиробластических сравнительно постоянным составом. Структура гранитов порфировидная, гипидиоморфнозернистая, гранитовая; мирмекит для этих пород не характерен.

Калиевый полевой шпат — четкорешетчатый микроклин; решетка совершенная, сплошного или участкового развития, иногда обратнозональная. Пертит мало характерен. Средний состав микроклина близок к составу микроклина уманских гранитов — $Or_{88}Ab_{10}An_{1,2}$. Содержание элементов-примесей (г/т): Rb — 260; Cs — 5,2; Ba — 1600; Sr — 65. Рентгеновская триклинность 0,96—1,00. По интенсивности ТЛ (среднее — 2600 усл. ед.) и особенно по характерной трехпиковой форме кривой ТВ калиевые полевые шпаты росинских гранитов полностью аналогичны калиевым полевым шпатам уманских гранитов.

Плагиоклаз — № 14—24 (среднее — № 18).

Биотит коричневый и зеленовато-коричневый. Состав биотита неодинаков (табл. 25), но средняя железистость (58 %) отвечает железистости биотита уманских гранитов. Отчетливо выделяются две группы биотита, отражающие апопелитовый или апобазитовый состав гранитов. Биотиты апобазитовых гранитов отличаются пониженной железистостью и сопровождаются высоким содержанием магнетита и циркона.

Акцессорные минералы: циркон, апатит, титанит, магнетит, пирит, монацит, ильменит, ортит; нередко встречается гранат. Среднее содержание апатита — 1200, магнетита — 1500 г/т. Различия в содержании акцессориев достаточно велики и обусловлены химическим составом породы. Одинаково часто встречаются апатит-цирконовые (в апобазитовых гранитах) и монацит-цирконовые (в апопелитовых гранитах) парагенезисы. Как и в уманских гранитах, циркон представлен, по крайней мере, двумя возрастными генерациями — ранней

Таблица 25. **Химический состав пород и минералов росинского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72,03 | 65,43 | 63,50 | 73,26 | 35,04 | 34,39 | 36,83 | 36,71 |
| $TiO_2$ | 0,37 | 0,88 | 0,24 | 0,29 | 2,27 | 3,20 | 2,42 | 2,27 |
| $Al_2O_3$ | 13,53 | 16,39 | 13,22 | 13,23 | 15,72 | 15,17 | 17,23 | 17,24 |
| $Fe_2O_3$ | 0,85 | Не опр. | 0,90 | 0,40 | 5,53 | 5,77 | 3,91 | 5,06 |
| FeO | 1,73 | 3,76 | 1,44 | 2,02 | 19,15 | 20,88 | 15,35 | 15,21 |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | 0,42 | 0,25 | 0,48 | 0,77 |
| MgO | 0,74 | 1,77 | 0,57 | 0,34 | 8,46 | 7,08 | 10,80 | 10,30 |
| CaO | 1,25 | 2,82 | 1,25 | 1,07 | 0,31 | 0,35 | 0,21 | 0,14 |
| $Na_2O$ | 3,09 | 2,56 | 3,08 | 3,96 | 0,11 | 0,42 | 0,20 | 0,20 |
| $K_2O$ | 5,40 | 4,61 | 4,60 | 4,26 | 9,05 | 8,82 | 9,10 | 8,30 |
| $P_2O_5$ | 0,28 | 0,41 | 0,03 | Не опр. | 0,08 | 0,16 | Не опр. | Не опр. |
| $H_2O^+$ | 0,06 | 0,10 | 0,15 | 0,16 | — | — | — | — |
| $H_2O^-$ | — | — | — | — | 0,16 | Не опр. | 0,13 | 0,38 |
| П. п. п. | 0,63 | 0,89 | 0,82 | 0,55 | 3,71 | 3,39 | 3,27 | 3,21 |
| F | — | — | — | — | 0,50 | 0,13 | 0,49 | 0,72 |
| S | 0,08 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | — | — | — | — |
| $SO_3$ | Не опр. | 0,19 | Следы | » » | 0,05 | 0,07 | Не опр. | Не опр. |
| *Сумма* | 100,10 | 99,85 | 99,87 | 99,56 | 100,56 | 100,08 | 100,42 | 100,51 |
| $n_g$ | — | — | — | — | 1,658 | 1,661 | 1,637 | 1,646 |
| $2^{\circ}V$ | — | — | — | — | 8,7° | 7,8° | Не опр. | Не опр. |
| $F_{общ}$, $f$ | 67,4 | 57,0 | 70,2 | 79,5 | 62,0 | 67,6 | 50,0 | 50,9 |

Примечание. *Породы:* 1 — розово-серый равномернозернистый гранит; с. Чмыревка, р. Рось [223]; 2 — розово-серый порфиробластический гранит; с. Остров, р. Рось (кол. В. И. Шунько); 3 — порфиробластический мигматит-гранит; г. Белая Церковь [223]; 4 — розовый порфиробластический гранит; скв. 2124 (кол. И. Б. Щербакова). *Минералы:* 5 — биотит из порфиробластического мигматит-гранита (см. ан. 3); 6 — биотит из розово-серого равномернозернистого гранита (см. ан. 1); 7 — биотит из порфиробластического гранита; с. Михайловка, скв. 2109 [223]; 8 — биотит из порфиробластического гранита; с. Острая Могила, скв. 2081 [223]

и поздней. Довольно часто встречается грязно-зеленый, насыщенный включениями циркон. Среднее удлинение циркона 2,25, причем удлинение циркона из равномернозернистых гранитов (1,9) заметно меньше, чем из порфиробластических гранитов (2,3).

Химический состав гранитов (табл. 25) близок к составу уманских гранитов и отражает наличие как апопелитовых, так и апобазитовых гранитов.

Для росинских гранитов характерна тесная ассоциация с гранитоидами повышенной основности и метаморфитами росинско-тикичской серии. Многочисленные останцы и целые массивы высокометаморфизованных пород однозначно, на наш взгляд, подтверждают автохтонный механизм образования росинских гранитов путем диафторической переработки этих метаморфитов. Особо следует отметить практически полное сходство росинских и уманских гранитов по всем характеристикам.

### 4.4.8. БОГУСЛАВСКИЙ КОМПЛЕКС

Богуславский комплекс сложен серыми мелкопорфиробластическими равномернозернистыми и аплитоидными гранитами. Их обнажения известны по р. Рось от с. Рокитно до с. Дешки возле г. Богуслав.

Богуславский тип гранита выделен Н. И. Безбородько [9]. Ранее этот гранит [183] рассматривался в составе росинского комплекса; описан в работах Н. И. Безбородько [9], Л. Г. Ткачука [166], И. Б. Щербакова [223].

Геологическим основанием для выделения богуславского комплекса является то, что эти граниты образуют сравнительно цельный массив такого же названия площадью около 400 км². На востоке массив срезается Савранско-Мироновским разломом, и граниты вовлекаются в зону катаклаза. По мнению Л. Г. Ткачука, основанному на изучении обнажений по р. Рось, Богуславский массив имеет зональное строение: срединная часть его сложена крупнопорфиробластическими кировоградскими гранитами, а периферическая — мелкопорфиробластическими собственно богуславскими гранитами. Последующими работами В. И. Шунько и особенно Н. Е. Липкиной-Кучинской такая схема не

Таблица 26. **Химический состав пород и минералов богуславского комплекса, %**

| Компонент. коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 67,24 | 70,45 | 71,65 | 72,57 | 34,55 | 33,54 | 33,60 | 36,78 | 35,66 |
| $TiO_2$ | 0,35 | 0,64 | 0,27 | 0,19 | 3,53 | 3,38 | 2,82 | 2,72 | 2,85 |
| $Al_2O_3$ | 15,21 | 14,36 | 13,89 | 14,20 | 15,86 | 15,65 | 15,63 | 16,58 | 16,86 |
| $Fe_2O_3$ | 0,91 | 0,55 | 0,90 | 0,46 | 4,90 | 5,15 | 0,19 | 4,04 | 5,86 |
| FeO | 2,42 | 2,05 | 1,51 | 1,37 | 20,95 | 21,45 | 21,24 | 15,78 | 15,21 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,22 | 0,27 | 0,28 | 0,52 | 0,48 |
| MgO | 0,92 | 0,77 | 0,74 | 0,72 | 6,85 | 7,46 | 9,97 | 11,13 | 10,74 |
| CaO | 2,91 | 1,43 | 1,25 | 1,87 | 0,29 | 0,35 | 0,53 | 0,10 | 0,14 |
| $Na_2O$ | 3,11 | 3,12 | 3,20 | 3,44 | 0,64 | 0,24 | 0,62 | 0,30 | 0,40 |
| $K_2O$ | 4,41 | 5,15 | 5,08 | 4,55 | 8,46 | 7,88 | 9,01 | 9,00 | 8,30 |
| $P_2O_5$ | 0,21 | Не опр. | 0,11 | 0,23 | 0,14 | 0,16 | 0,28 | Не опр. | Не опр. |
| $H_2O^+$ | 0,11 | 0,23 | 0,17 | 0,03 | — | — | — | — | — |
| $H_2O^-$ | — | — | — | — | 0,17 | 0,20 | 0,15 | 0,12 | 0,04 |
| П. п. п. | 1,28 | 0,72 | 0,93 | 0,47 | 3,83 | 4,35 | 3,64 | 3,18 | 3,77 |
| F | — | — | — | — | 0,12 | 0,20 | 0,27 | 0,23 | 0,28 |
| $SO_3$ | — | — | — | — | 0,07 | 0,05 | 0,06 | Не опр. | Не опр. |
| *Сумма* | 99,71 | 99,49 | 99,72 | 100,13 | 100,15 | 100,29 | 100,29 | 100,48 | 100,29 |
| $n_g = n_m$ | — | — | — | — | 1,667 | 1,663 | 1,653 | 1,654 | Не опр. |
| $2^cV$ | — | — | — | — | 6,7 | 5,8 | 8,4 | Не опр. | » » |
| $F_{общ}$, $f$ | 66,2 | 66,0 | 64,0 | 66,2 | 67,7 | 66,5 | 55,0 | 50,0 | 53,0 |

Примечание. *Породы:* 1 — гранит катаклазированный; с. Тептиевка, р. Рось [223]; 2 — порфиробластический гранит; скв. 2172, с. Михайловка [223]; 3 — порфиробластический гранит; с. Хохитва, р. Рось [223]; 4 — неяснопорфиробластический гранит; с. Мисайловка [223]. *Минералы:* 5 — биотит из неяснопорфиробластического гранита (см. ан. 4); 6 — биотит из порфиробластического гранита (см. ан. 3); 7 — биотит из порфиробластического гранита; с. Синява, р. Рось [223]; 8 — биотит из серого равномернозернистого гранита; г. Мироновка [223]; 9 — биотит из порфиробластического гранита (см. ан. 2).

подтвердилась, и каких-либо закономерностей в строении Богуславского массива не установлено.

Простирание директивных структур гранитов Богуславского массива северо-западное до субмеридионального. Включения представлены крупными *телами плагиогранитов, реже — гранодиоритов, а также матаморфическими* породами нерасчлененной росинско-тикичской серии (амфиболовые и биотитовые гнейсы). Небольшие ксенолиты сравнительно редки. По уровню метаморфизма они принадлежат к низкой амфиболитовой субфации.

Локатипический богуславский гранит — серый, мелкопорфиробластический: порфиробласты размером до 10 мм представлены серым микроклином. Средний минеральный состав порфиробластических гранитов (%): микроклин — 29, плагиоклаз — 34, кварц — 33, биотит — 4,7. Структура порфировидная, гранитовая, гипидиоморфнозернистая, катакластическая.

*Микроклин имеет решетку высокой и средней степени совершенства*, клеточного типа, нередко зональную. Отмечены манебахские и карлсбадские простые двойники. В калиевом полевом шпате катаклазированных гранитов решетка может исчезать. Пертит дисковидный, линзовидный, короткостолбчатый, игольчатый. Содержание пертита до 5 %. Средний состав калиевого полевого шпата — $Or_{86}Ab_{14}$. Содержание элементов-примесей в калиевом полевом шпате (г/т): Rb — 320; Cs — 1,1; Ba — 1600; Sr — 76. Рентгеновская триклинность — 0,9—1,0. $I_{РТЛ}$ порфиробластических богуславских гранитов сравнительно невелика — в среднем 3700 усл. ед., т. е. ненамного выше, чем у уманских гранитов, а равномернозернистых гранитов еще ниже — 2500 усл. ед. Очень характерна для богуславских гранитов форма кривой ТВ: как правило, на ней представлены два максимума — $T_1$ и $T_3$, в отличие от калиевого полевого шпата уманских гранитов ($T_1$, $T_2$ и $T_3$), кировоградских ($T_1$) или житомирских ($T_1$ и $T_2$). Этот тип кривой ТВ можно назвать богуславским. Встречаются, однако, и кривые ТВ уманского типа.

Плагиоклаз богуславских гранитов № 16 (среднее), в аплитоидных разностях — № 14.

Биотит коричневый, зеленовато-коричневый, незональный, часто *мусковитизирован; вторичные минералы — титанит и эпидот по биотиту* — встреча-

ются очень редко. По составу (табл. 26) среди биотитов выделяются такие же две группы, отвечающие апобазитовым и апопелитовым гранитам, как и в родственных гранитах — уманских и росинских. «Апопелитовые» биотиты встречаются значительно чаще, так что средняя железистость биотита сравнительно высокая — около 62 %. Среднее содержание элементов-примесей в биотите (г/т): Li — 80; Zr — 267; Ni — 11; Co — 11; Cr — 45; Sc — 37; V — 143; Zn — 350; Nb — 63; La — 47.

Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, пирит, монацит, ильменит, гранат; нет сфена и ортита. Среднее содержание ведущих акцессориев в порфировидном граните следующее (г/т): циркон — 200; апатит — 2050; магнетит — 5200. Наряду с нейтральными циркон-апатитовыми парагенезисами большое место в этих гранитах занимают монацит-циркон-апатитовые парагенезисы с содержанием акцессорного монацита 20—25 г/т. Равномернозернистые граниты отличаются низкими содержаниями апатита (150—350 г/т) и магнетита (около 1000 г/т). Преобладает циркон ранней генерации ($c : a$ = = 2,4—2,6). Монацит бесцветный или зеленоватый. В целом качественный состав и содержание акцессориев характерны больше для апопелитовых гранитов, что подтверждается и химическим составом пород (табл. 26).

Имеется одно определение возраста калий-аргоновым методом по биотиту из мелкопорфировидного гранита (г. Богуслав) — 1900 млн. лет [65].

### 4.4.9. СТАВИЩЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

Основу комплекса составляют серые равномернозернистые граниты, иногда с переходами в порфировидные или розовые среднезернистые. Обнажения их известны только по р. Горный Тикич (Антоновский массив) в Росинско-Тикичском районе.

Ставищенский комплекс выделен И. Б. Щербаковым [223]. Относящийся к нему Антоновский массив описан Ю. Ю. Юрком [228], а еще раньше под названием буковского гранита — В. Н. Чирвинским [206].

Ставищенские граниты образуют крупные Ставищенский и Хмелевский (Цыбулевский) массивы площадью около 200 км² каждый, а также несколько мелких массивов площадью от 15 до 75 км² (Гребенковский, Перегоновский, Михайловский, Антоновский, Лобачевский, Русаловский и др.). Они располагаются главным образом между северной оконечностью Уманского массива на юге и полем росинских гранитов на севере. По данным С. П. Кириллова, массивы имеют слегка удлиненную форму и ориентированы в северо-западном до субмеридионального направлениях. Форма и контуры массивов в значительной мере определяются телами негранитных пород. Внутреннее строение массивов не изучено. По-видимому, имеются постепенные переходы от гранитов к вмещающим породам через мигматиты. Для некоторых небольших массивов, по мнению С. П. Кириллова, можно предположить пластовое строение, обусловленное чередованием пластов гранитов, гнейсов и мигматитов.

Сравнительно хорошо изучен Антоновский массив. Ю. Ю. Юрк [228] на основании единственного разреза возле с. Буки пришел к выводу, что Антоновский массив имеет зональное строение: ядро слагают серые равномернозернистые граниты, а периферию — розовые аплитоидные. Эта зональность, как показало картировочное бурение, сильно схематизирована, но в целом близка к действительности. Антоновские граниты вмещают многочисленные ксенолиты негранитных пород — амфиболитов, биотитовых и амфиболовых плагиогнейсов, диоритов и гранодиоритов. В. Н. Чирвинский описал интересный пример «эруптивной брекчии»: ксенолит гранодиорита в антоновском граните, в свою очередь, вмещает ксенолит амфиболита, и все вместе рассекается жилами аплитоидного гранита на небольшие полигональные блоки. Уровень метаморфизма вмещающих ставищенские граниты пород оценивается высокой амфиболитовой субфацией с наложенной низкой амфиболитовой.

Ставищенский гранит — серый равномернозернистый мелко- или среднезернистый. По данным С. П. Кириллова, среди ставищенских гранитов наблюдаются три типа соотношений главных породообразующих минералов,

Таблица 27. **Химический состав пород ставищенского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71,80 | 73,80 | 76,15 | 72,62 | 73,00 | 33,76 |
| $TiO_2$ | 0,22 | 0,47 | 0,20 | 0,28 | 0,19 | 2,49 |
| $Al_2O_3$ | 16,22 | 14,03 | 12,61 | 15,14 | 13,00 | 16,63 |
| $Fe_2O_3$ | 0,43 | 0,42 | 0,23 | 0,57 | 0,95 | 5,38 |
| FeO | 1,07 | 0,64 | 0,87 | 1,86 | 1,72 | 21,96 |
| MnO | Не опр. | 0,02 | 0,04 | Следы | Следы | 0,21 |
| MgO | 1,21 | 0,40 | 0,21 | 0,79 | 0,77 | 6,23 |
| CaO | 1,50 | 1,38 | 0,69 | 0,79 | 1,29 | 0,79 |
| $Na_2O$ | 1,83 | 3,54 | 3,08 | 2,55 | 3,34 | 0,27 |
| $K_2O$ | 5,20 | 4,90 | 5,33 | 4,37 | 5,44 | 8,10 |
| $P_2O_5$ | Не опр. | 0,04 | 0,08 | 0,17 | 0,05 | — |
| $H_2O^+$ | — | — | — | — | — | 0,18 |
| $H_2O^-$ | 0,21 | 0,07 | 0,18 | 0,14 | 0,03 | — |
| П. п. п. | 0,67 | 0,57 | 0,29 | 0,34 | 0,50 | 3,91 |
| F | — | — | — | — | — | 0,08 |
| $SO_3$ | 0,15 | 0,01 | 0,10 | Следы | Не опр. | 0,06 |
| S | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,05 | — |
| *Сумма* | 100,34 | 99,92 | 99,99 | 99,62 | 100,34 | 100,05 |
| $F_{общ}$, $f$ | 41,2 | 60,0 | 73,7 | 63,0 | 64,3 | 72,0 |

Примечание. *Породы:* 1 — гранит; с. Цыбулев, 14 км к юго-западу (кол. А. Н. Жалдак); 2 — гранит; с. Ожеговка (кол. Н. Е. Липкиной-Кучинской); 3 — гранит; с. Самгородка (кол. Г. С. Безверхнего); 4 — гранит; с. Буки [228]; 5 — гранит; с. Антоновка [223]. *Минералы:* 6 — биотит из гранита (см. ан. 5).

причем общей особенностью гранитов является почти постоянное присутствие мусковита. Граниты Ставищенского и Антоновского массивов отличаются лейкократовым характером. Их средний состав следующий (%): микроклин — 31,7; плагиоклаз — 34,3; кварц — 30,2; биотит — 3,3; мусковит — 0,1. Граниты Русаловского, Хмелевского и Шабазовского массивов — микроклин-плагиоклазовые с повышенным (5—7 %) количеством биотита; они содержат нередко эпидот, сфен, ортит. Граниты Михайловского и Лобачевского массивов — плагиоклаз-микроклиновые.

Структура ставищенских гранитов гранитовая, обусловленная равным идиоморфизмом микроклина и плагиоклаза.

Калиевый полевой шпат очень разнообразен. Как правило, он представлен решетчатым микроклином с двойниковой решеткой разных типов, сплошного и участкового развития. Пертитизация также очень разной интенсивности. Обычно пертит дисковидный, линзовидный, чечевицеобразный, пламенный, ветвистый. Средний состав микроклина — $Or_{88}Ab_{9,4}An_{1,8}$. Среднее содержание элементов-примесей (г/т): Li — 0,12; Rb — 332; Cs — 15; Ba — 1020; Sr — 50. Рентгеновская триклинность изменяется в широких пределах — от 0,0 до 0,94. Термолюминесцентные свойства калиевого полевого шпата подтверждают принадлежность этих гранитов к житомирскому типу. Они отличаются сравнительно высокой $I_{РТЛ}$ (среднее — 8700 усл. ед.) и сложной кривой ТВ с двумя обычно равновеликими максимумами $T_1$ и $T_2$ или $T_1$ и $T_3$ (богуславский тип).

Состав плагиоклаза изменяется от № 5 — 15 (в гранитах Антоновского массива) до № 18 — 35 (Ставищенский массив).

Биотит преимущественно бурый и красновато-бурый, характерный для апопелитовых гранитов. В микроклин-плагиоклазовых гранитах Михайловского и Лобачевского массивов биотит зеленовато-бурый. Железистость биотита (по оптическим данным) изменяется от 45 до 62 % (среднее — 58 %). Наибольшая железистость биотита установлена в антоновских гранитах — 72 %.

Ставищенские граниты в сравнении с гранитами соседних уманского, росинского и богуславского комплексов явно обеднены акцессорными минералами. Из акцессорных парагенезисов резко преобладают монацит-циркон-апатитовые; лишь в некоторых пробах отмечены титанит-цирконовые. Отнесение таких гранитов к ставищенскому комплексу проблематично. Среднее содержание

ведущих акцессориев следующее (г/т): циркон — 28; апатит — 212; магнетит — 253; монацит — 19.

Циркон почти во всех породах представлен ранней генерацией; поздний циркон появляется лишь в небольших количествах в некоторых массивах, например, в Антоновском. Форма зерен цирконовая, но в тех массивах (например, тот же Антоновский), для которых предполагается аллохтонный механизм образования, форма кристаллов циркона гиацинтовая. Среднее для гранитов комплекса $c : a = 2{,}8$, длина кристаллов — 0,31 мм.

Химический состав (табл. 27) характеризует ставищенские граниты как преимущественно апопелитовые, сравнительно лейкократовые породы с высоким содержанием щелочей, близкие к локатипическим житомирским гранитам. Полными химическими аналогами антоновских гранитов являются анадольские граниты Приазовья. Среднее содержание элементов-примесей в гранитах (г/т): Be — 8; Sc — 6,4; Co — 12; Ni — 14; Cu — 19; Zn — 3,3; Ga — 22; Zr — 100; Nb — 6,4; Mo — 0,5; Sn — 4,9; La — 18; Pb — 74.

Граниты ставищенского комплекса являются автохтонными и параавтохтонными синкинематическими образованиями. Они служат тем субстратом, по которому в результате порфиробластеза развиваются порфиробластические граниты.

### 4.4.10. САЛТЫЧАНСКИЙ КОМПЛЕКС

Салтычанский комплекс представлен средне- и равномернозернистыми биотитовыми гранитами с ортитом, развитыми в западной части Приазовского района, на правобережье р. Обиточная в ее верхнем течении. Наиболее известные выходы этих гранитов находятся на возвышенности Салтычья Могила (юго-восточнее с. Салтычия) и в долине р. Сысыкулак в с. Радоловка. Близкие по составу граниты известны также в северной части Западного Приазовья (с. Тарасовка на р. Токмачка), на р. Юшанлы возле с. Маковка, р. Кильтичия в с. Андреевка, а также в Восточном Приазовье (с. Лидино).

Ортитовые граниты Салтычьей Могилы впервые описал Н. И. Безбородько [7]. Позже они неоднократно изучались и описывались другими исследователями [140, 141, 147, 215, 232, 176, 60]. Выделил их в качестве самостоятельного комплекса и наиболее детально изучил геологическое положение В. А. Цуканов [201].

Граниты салтычанского комплекса образуют несколько небольших штокообразных тел среди гнейсов и мигматитов западноприазовской серии и диоритов обиточненского комплекса. Отмечается приуроченность нескольких массивов, располагающихся цепочкой, к разлому северо-восточного простирания.

Наиболее известные массивы рассматриваемых гранитов: Салтычанский (1 км²), Северо-Радоловский (2 км²), Восточно-Радоловский (0,04 км²). В строении наиболее хорошо изученного Салтычанского массива намечается зональность: к периферической части приурочены розовато-серые и розовые сравнительно крупнозернистые и более лейкократовые разности, а к центральной — типичные серые ортитовые граниты. Контакты с вмещающими диоритами и тоналитами очень четкие; последние в зонах контакта насыщены разноориентированными жилами розовых аплит-пегматоидных гранитов мощностью 0,2—0,1 м. Переходы к биотитовым мигматитам постепенные, через зону более крупнозернистых гранитов с ортитом и порфиробластических калишпатизированных гранито-гнейсов.

Граниты вмещают ксенолиты мигматитов, амфиболитов и диоритов угловатой формы, размером от первых десятков сантиметров до 3—4 м. Секутся граниты пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Типичный салтычанский гранит — это серая среднезернистая массивная порода с характерной вкрапленностью смоляно-черного ортита. Радоловский гранит отличается серовато-розовой окраской, и ортит в нем макроскопически не виден. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав (%): микроклин — 35—52; плагиоклаз (№ 5—22) — 12—35; кварц — 25—37;

Таблица 28. **Химический состав пород и минералов салтычанского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69,29 | 69,20 | 71,71 | 69,70 | 33,83 | 34,75 | 35,65 |
| $TiO_2$ | 0,25 | — | 0,16 | 0,35 | 2,94 | 1,93 | 2,04 |
| $Al_2O_3$ | 14,38 | 15,87 | 14,38 | 14,60 | 15,14 | 15,71 | 15,99 |
| $Fe_2O_3$ | 0,39 | 3,83 | 1,43 | 1,34 | 5,53 | 5,29 | 3,02 |
| FeO | 3,27 | — | 0,86 | 2,07 | 18,07 | 19,93 | 18,47 |
| MnO | 0,03 | — | 0,06 | 0,03 | 0,23 | 0,27 | 0,13 |
| MgO | 0,75 | 0,15 | 0,53 | 0,80 | 8,13 | 8,02 | 9,25 |
| CaO | 1,68 | 3,15 | 0,85 | 1,85 | 0,56 | 0,42 | 2,24 |
| $Na_2O$ | 3,38 | 3,20 | 3,61 | 3,22 | 0,77 | 0,35 | 0,40 |
| $K_2O$ | 5,28 | 5,15 | 5,88 | 5,10 | 8,68 | 9,05 | 7,32 |
| $P_2O_5$ | 0,16 | — | Следы | 0,13 | — | — | 0,46 |
| $H_2O^-$ | — | — | 0,41 | — | 0,88 | 0,57 | — |
| П. п. п. | 0,66 | 0,56 | 0,55 | 0,66 | 4,89 | 3,81 | 4,61 |
| F | — | — | — | — | 0,33 | 0,24 | — |
| *Сумма* | 99,52 | 101,11 | 100,43 | 99,85 | 99,98 | 100,34 | 99,58 |
| $F_{общ}$, *f* | 76,3 | 96 | 80,3 | 75,3 | 61,6 | 58,7 | 56,2 |

Примечание. *Породы:* 1 — гранит; урочище Салтычья Могила [201]; 2 — гранит; с. Радоловка [141]; 3 — гранит; урочище Салтычья Могила [57]; 4 — гранит (среднее из 29 анализов) [201]. *Минералы:* 5 — биотит из гранита; урочище Салтычья Могила [129]; 6 — биотит из гранита; урочище Салтычья Могила [176]; 7 — биотит из гранита; б. Белая [201].

биотит — 5—10; акцессорные минералы (г/т): ортит — 350; циркон, апатит — 380; сфен — 2800; ильменит — 570; вторичные: мусковит, эпидот, хлорит.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. Тип решетки клеточный или шахматно-клеточный, местами зональный. Пертиты в микроклинах встречаются сравнительно редко, преимущественно в гранитах периферийных массивов (села Басань, Маковка). Исходя из оптических данных, содержание в нем альбитового компонента не превышает 24 %, степень упорядоченности 0,7—0,9.

Плагиоклаз представлен альбитом, альбит-олигоклазом и олигоклазом. Для него характерны альбитовые и альбит-эстерельские двойники. Периферические участки зерен часто лишены двойниковой структуры и имеют более кислый состав.

Биотит зеленовато-бурый с обильными включениями циркона, сфена, апатита, ортита, рудных минералов. Железистость его довольно высокая (56—73 %); железистость биотитов из небольших жильный тел гранитов ниже (табл. 28).

В салтычанских гранитах установлены четыре парагенетические ассоциации акцессорных минералов: 1) апатит-магнетит-цирконовая (включения в *биотите*); 2) *апатит-магнетит-циркон-ильменитовая (включения в полевых* шпатах, а также в промежутках между зернами); 3) сфен-ортитовая (крупные — больше 1 мм — интерстициальные зерна с включениями кварца, биотита, циркона, апатита, рудных минералов); 4) пирит-халькопирит-молибденит-галенит-пирротиновая (в тонких кварцевых прожилках).

Ортит образует крупные (до 2—3 мм) округлые или толстотаблитчатые зерна, а также обильные мелкие (0,05—0,1 мм), ассоциирующие с биотитом, магнетитом, апатитом. Местами наблюдаются участки гранита, обогащенные более крупными (0,5—1 см) выделениями ортита. В маломощных жилах (0,3—1 м) аплита и пегматита встречаются единичные кристаллы ортита длиной до 3—5 см и скопления (до 2 см в поперечнике) мелких его зерен. Обычно обогащены ортитом центральные участки таких жил. По химическому составу ортит из гранита отличается повышенным содержанием железа (FeO — 18; $Fe_2O_3$ — 17 %) и низким содержанием глинозема (9 %).

В цирконах преобладают формы «цирконового» типа; преимущественно развита призма {110}; дипирамида {111} обычно встречается в комбинации с более сильно развитой острой дипирамидой. Окраска меняется от розовой до бурой. Удлинение больше 3,0.

Сфен образует правильные конвертовидные кристаллы размером до 2—4 мм; часто наблюдаются сростки и оторочки вокруг титаномагнетита. Отмечено обогащение сфеном периферических участков штока Салтычьей Могилы, центральная часть которого обогащена ильменитом, ассоциирующим с ортитом. По химическому составу сфен из ортитовых гранитов характеризуется повышенным содержанием железа, марганца, калия и титана, постоянной примесью ниобия и низким содержанием редкоземельных элементов.

Граниты салтычанского комплекса характеризуются сравнительно невысоким содержанием кремнезема (68—69, редко до 72—74 %), преобладанием калия над натрием, высокой железистостью (36—35, среднее — 71 %); содержание редких элементов (г/т): Ti — 4100; Zr — 380; La — 230; Ce — 300; Sr —350.

Граниты салтычанского комплекса — типичные магматические аллохтонные образования, о чем свидетельствует форма их залегания, взаимоотношения с породами рамы, структурно-текстурные и петрохимические особенности. Локальные магматические очаги появлялись в ядерных частях антиклинорных структур в результате плавления более древнего гнейсового и гранитоидного субстрата. Размещались эти очаги выше уровня генерации магмы, родоначальной для пород обиточненского комплекса, и с некоторым отставанием во времени. Возможно, в появлении их играли определенную роль тепло и флюиды, выделявшиеся из остывающих автохтонных массивов диоритов и тоналитов. Гранитная магма в результате тектонических движений местами испытала довольно значительные перемещения (по зонам протяженных разломов) и кое-где выполняла полости в телах обиточненского комплекса.

Изотопные данные указывают на раннепротерозойский возраст гранитов салтычанского комплекса, при хорошей сходимости результатов определения возраста разными методами по разным минералам: по свинцово-ториевому и свинцово-свинцовому отношениям из ортита — 2130 и 1960 млн. лет; по свинцово-ториевому отношению из сфена — 1900 млн. лет. Соизмеримы с этими данными и определения возраста калий-аргоновым методом по биотитам (2135—1910 млн. лет).

### 4.4.11. МОКРОМОСКОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Описываемый комплекс, выделенный в Среднеприднепровском районе, представлен микроклин-плагиоклазовыми гранитами достаточно хорошо обнаженного Мокромосковского массива, расположенного в бассейне р. Мокрая Московка восточнее г. Запорожье, и, по всей вероятности, небольшим телом близких по составу гранитов, обнажающихся по б. Каменоватая в бассейне р. Соленая. Представляется вполне вероятным, что образования этого комплекса в закрытых районах Среднеприднепровского мегаблока развиты намного шире и до сих пор не выявлены. В связи с отсутствием разработанных критериев их выделения граниты данного типа при геолого-съемочных работах могли просто не фиксироваться.

В качестве самостоятельного комплекса мокромосковские граниты впервые были выделены В. И. Орсой [183, 184], основанием для чего послужили выявленные им особенности вещественного состава и впервые полученные радиологические датировки (2700—2600 млн. лет), свидетельствующие о позднеархейском возрасте этих образований. В разное время и с различной степенью детальности эти граниты изучали Н. П. Семененко [143], А. А. Ткачев [164], И. С. Усенко [177], В. И. Орса [117], Р. П. Петров и другие [121], Б. З. Берзенин и В. М. Кичурчак [17], Э. В. Репина, Ю. Д. Шковыра, В. Ф. Киктенко и ряд других исследователей.

Мокромосковский массив слегка удлиненной формы с довольно сложной конфигурацией границ вытянут в северо-северо-восточном направлении в среднем на 17—18 км. По отношению к вмещающей гранито-гнейсовой толще граниты этого массива являются явно более поздними, генетически чужеродными образованиями, о чем свидетельствуют их активные контакты и довольно существенные различия в минеральном составе. Структурное положение

массива окончательно не установлено, но имеются основания полагать, что он приурочен к сводовой части антиклинальной структуры. Нечетко выраженная внутренняя структура массива, обусловленная субпараллельным расположением чешуек биотита, совпадает с его общей северо-северо-восточной ориентировкой. В целом Мокромосковский массив может быть отнесен к категории позднескладчатых образований; формирование его связано с дислокациями заключительных этапов позднеархейского тектогенеза.

Строение Мокромосковского массива неоднородное. В его центральных зонах развиты преимущественно две разновидности гранитоидов: светло-серые среднезернистые, местами нечетко порфировидные и темно-серые средне- до мелкозернистых равномернозернистые с более высоким содержанием биотита. Широко распространены также лейкократовые аплит-пегматоидные граниты, обладающие невыдержанным такситовым сложением. В западной эндоконтактной зоне развиты серовато-розовые равномернозернистые граниты, которые в направлении к центру массива переходят в обычные серые разновидности, причем последние часто наблюдаются среди розовых гранитов в виде отдельных расплывчатых «пятен». В восточной части массива преобладают двуслюдяные граниты, содержащие развивающийся по биотиту мусковит. Наиболее ранними из перечисленных пород являются среднезернистые светло-серые нечетко порфировидные граниты. Мелкозернистые темно-серые граниты, судя по жилообразной форме их залегания (проявленной, правда, далеко не повсеместно) среди светло-серых гранитов, являются по отношению к ним более поздними образованиями. Такому выводу казалось бы противоречат наблюдавшиеся изредка случаи заливообразного внедрения светло-серых гранитов в темно-серые. Объясняется это явление, на наш взгляд, повторным переходом всей массы гранитов в состояние, близкое к пластичному. Именно в этот период могли возникнуть такие ложные соотношения. Более поздними по отношению к этим двум разновидностям серых гранитов являются белые или розовато-белые лейкократовые мусковитсодержащие пегматоидные граниты, слагающие среди первых довольно крупные тела, а также жилы биотитсодержащих пегматитов. Что же касается розовато-серых гранитов, развитых в западной эндоконтактной зоне массива, то они должны рассматриваться как микроклинизированные разновидности серых гранитов. Не вызывает также сомнений вторичный, наложенный характер мусковита в двуслюдяных гранитах, развитых в восточной части массива и обнаженных по долине р. Мокрая Московка выше устья б. Скелеватая.

Типичные серые равномернозернистые мокромосковские граниты обладают первичной гипидиоморфнозернистой структурой с участками гранобластовой, возникшей в результате перекристаллизации. Усложнение первичной структуры связано с более поздним образованием калиевого полевого шпата, что сопровождалось появлением мирмекитов и симплектитов.

Минеральный состав гранитов (%): плагиоклаз — 35—55; микроклин — 18—25; кварц — 26—35; биотит — 2—7; мусковит, хлорит, акцессорные минералы.

Калиевый полевой шпат в массивных среднезернистых разновидностях гранитоидов Мокромосковского массива представлен неправильными зернами размером 0,4—1,0 мм. Преобладают решетчатые зерна микроклина со сложным, нередко зональным строением решетки. Степень совершенства решетки — от низкой до совершенной, форма сноповидная, шахматно-сноповидная и шахматная. Нерешетчатые зерна калиевого полевого шпата также относятся к максимальным микроклинам. Большинство зерен этого минерала представлено микроклин-пертитами. Среди пертитов различаются пертиты распада и пертиты замещения [118]. Первые из них, по разработанной классификации [209], относятся к типу, где господствуют среднесовершенные линзовидные и дисковидные вростки по ($1\bar{5}02$). Мелкие линзовидные вростки переходят в криптопертиты. Содержание вростков 2—3 %. Пертиты замещения представлены грубыми прожилками лейстовидного пертита. Средний состав микроклина отвечает формуле $Or_{91}Ab_8An_1$. Характерно высокое содержание бария (около 3000 г/т) и низкое — стронция (50 г/т).

Таблица 29. **Химический состав пород и минералов мокромосковского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 73,07 | 74,95 | 76,67 | 71,70 | 73,70 | 33,45 | 32,20 |
| $TiO_2$ | 0,13 | 0,15 | 0,09 | 0,30 | 0,28 | 2,29 | 3,28 |
| $Al_2O_3$ | 14,20 | 13,67 | 12,51 | 14,76 | 13,04 | 17,87 | 15,94 |
| $Fe_2O_3$ | 0,46 | 0,29 | 0,17 | 0,20 | 0,12 | 6,13 | 3,90 |
| FeO | 1,82 | 1,00 | 0,72 | 1,81 | 2,02 | 21,13 | 24,86 |
| MnO | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,56 | 0,26 |
| MgO | 0,26 | 0,16 | 0,22 | 1,10 | 0,26 | 5,95 | 5,87 |
| CaO | 1,34 | 1,56 | 1,09 | 1,96 | 1,72 | 0,42 | 0,45 |
| $Na_2O$ | 3,70 | 3,20 | 3,84 | 3,31 | 2,92 | 0,12 | 0,28 |
| $K_2O$ | 4,40 | 3,96 | 3,87 | 3,57 | 4,62 | 8,60 | 7,60 |
| $P_2O_5$ | 0,02 | — | 0,02 | 0,10 | 0,07 | 0,09 | — |
| $H_2O$ | 0,12 | — | — | — | 0,03 | 0,02 | 0,08 |
| П. п. п. | 0,38 | 0,37 | 0,36 | 0,66 | 0,82 | 3,67 | 4,86 |
| F | — | — | — | — | — | 0,01 | 0,25 |
| *Сумма* | 99,92 | 99,60 | 99,61 | 99,79 | 99,60 | 100,29 | 99,83 |
| $n_g = n_m$ | — | — | — | — | — | 1,660 | 1,669 |
| $F_{общ}$, $f$ | 86,05 | 84,61 | 73,68 | 51,78 | 83,33 | 74,87 | 74,47 |

Примечание. *Породы:* 1 — светло-серый нечеткопорфировидный, биотитовый гранит; р. Мокрая Московка, пос. Гранитный (кол. В. И. Орсы); 2 — светло-серый нечеткопорфировидный, биотитовый гранит; б. Скелеватая, Янцевский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 3 — светло-серый, среднезернистый гранит; Мокромосковский массив, скв. 11, гл. 295,5 м (кол. В. И. Орсы); 4 — темно-серый, массивный гранит из жилообразного тела; б. Скелеватая, Янцевский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 5 — темно-серый, массивный гранит из жильного тела; б. Скелеватая (кол. В. И. Орсы). *Минералы:* 6 — биотит из серого среднезернистого гранита (см. ан. 3); 7 — биотит из массивного темно-серого жильного гранита (см. ан. 5). Кроме того, в ан. 2 — $CO_2$ — 0,21 %; ан.4 — $CO_2$ — 0,28 %.

Плагиоклаз в серых биотитовых гранитах Мокромосковского массива присутствует в виде неправильных или таблитчатых зерен размером 0,6—1,5 мм, относится к олигоклазу (№ 10—16).

Биотит представлен мелкими неправильными чешуйками, размером 0,2—1,3 мм, равномерно распределенными в породе. Биотит по отношению к плагиоклазу является более поздним образованием, на что указывает приуроченность его к трещинам в зернах плагиоклаза. В качестве включений в биотите встречаются циркон и апатит. Весьма характерной особенностью биотитов является высокая общая железистость, достигающая 70—75 % (табл. 29). Наиболее железистые разности биотитов установлены в гранитах центральных участков массива; менее железистые — в периферических участках, несущих следы ассимиляционных процессов. Кроме высокой железистости, биотиты мокромосковских гранитов отличает несколько повышенное содержание титана, низкое содержание алюминия в шестерной координации и довольно высокая степень замещения кремния алюминием. Для них очень характерны явления хлоритизации, почти повсеместно проявившиеся в пределах массива.

В гранитоидах обычно различаются три генерации кварца. Первичным компонентом породы является кварц I генерации, представленный ксеноморфными зернами с нормальным погасанием. Кварц II генерации образует мозаичные агрегаты мелких изометричных зерен, обладающих резким линейно-полосчатым погасанием. Этот кварц корродирует более ранние минералы. Наиболее поздний кварц III генерации встречается в прожилках совместно с альбитом и является сравнительно низкотемпературным образованием. Особое положение занимает кварц, развивающийся в виде ихтиоглиптов на контакте зерен плагиоклазов и замещающих их зерен микроклина.

Все изученные разновидности мокромосковских гранитов относятся к породам с ограниченным набором акцессорных минералов и низким их содержанием. Наиболее распространенные акцессорные минералы — апатит, циркон, монацит, магнетит, ильменит; реже встречаются в небольших количествах ортит, торит, уранинит, флюорит, молибденит, рутил, гранат, силлиманит.

Апатит присутствует в виде хорошо ограненных удлиненных кристаллов; обычно бесцветный или дымчатый; принадлежит к фторгидроксилапатитам. Редкоземельные элементы в его составе представлены преимущественно иттрием (около 50 %) и элементами иттриевой группы. Среди цирконов выделяется, по

меньшей мере, две разновозрастные генерации. Кристаллы циркона I генерации более крупные, обладают темной окраской и копьевидным обликом. Цирконы II генерации представлены более мелкими кристаллами шестоватого габитуса с преобладающим развитием в призматическом поясе граней {100} и дипирамид {111} и {311}. Монацит встречается в гранитах довольно часто, содержание его достигает 25—30 г/т; цвет буровато-желтый. По сравнению с монацитом из гранитоидов других комплексов монациты мокромосковских гранитов характеризуются повышенным содержанием $U_3O_8$. Среднее значение торий-уранового отношения составляет 21,3.

Согласно шкале Пикока, мокромосковские граниты относятся к типу щелочноземельных. В соответствии с классификацией А. Н. Заварицкого они принадлежат ко 2-му классу пересыщенных $SiO_2$ ($45 > Q > 15$), попадая частично в 3-ю, частично в 4-ю группу щелочности. Почти для всех анализов характерна пересыщенность пород глиноземом. Соотношение щелочей выдержанное. Значение параметра $n$ почти не выходит за пределы 50—60.

Неизмененные граниты Мокромосковского массива характеризуются низким содержанием большинства редких и рассеянных элементов; ничтожно низкое содержание никеля и кобальта, а также ванадия (10—15 г/т) и хрома (10 г/т). В количествах, отвечающих кларковым содержаниям, в описываемых гранитах содержится свинец, галий, стронций. Устанавливается довольно высокое содержание бария (до 1800 г/т), что хорошо согласуется с высоким содержанием этого элемента в микроклинах из этих гранитов. Близкое к кларковому содержание урана и тория.

Граниты Мокромосковского массива относятся к коровым образованиям, формирование которых происходило в специфической обстановке завершения геосинклинального режима. Четкая обособленность массива от вмещающих пород, наличие активных контактов и ксенолитов вмещающих пород, образование на контакте с породами конкско-верховцевской серии контактово-метаморфических роговиков [17] и другие признаки свидетельствуют о магматическом происхождении гранитов. Главная стадия формирования массива, вероятно, была связана с внедрением высокотемпературного расплава [22]. Дальнейшее разрастание магматического очага осуществлялось, судя по ряду признаков, за счет активного магматического замещения инфильтрационного типа.

### 4.4.12. ДЕМУРИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Описываемый комплекс выделен среди позднеархейских гранитоидов Среднеприднепровского мегаблока, в пределах которого слагающие его образования развиты довольно широко. Гранитоиды этого комплекса образовались в результате сложной палингенно-метасоматической переработки более древнего сиалического субстрата, представленного супракрустальными образованиями аульской серии и гранитоидами днепропетровского комплекса.

В составе комплекса главную роль играют плагиомикроклиновые гранитоиды, которые по текстурно-морфологическим признакам можно разделить на две большие группы: 1) порфировидные граниты и гранодиориты, характеризующиеся наличием крупных таблитчатых идиобластов или эллипсовидных вкрапленников полевого шпата; 2) микроклинизированные гнейсовидные граниты однородного или полосчатого сложения, а также тонко- или грубополосчатые плагиомикроклиновые мигматиты сложного генезиса («полимигматиты»). Кроме указанных основных разновидностей в составе каждой из перечисленных групп присутствуют и другие типы гранитоидов, тесно связанные с ведущим петротипом. Особенно характерными из них являются аплит-пегматоидные граниты. Следует отметить, что выделенные группы гранитоидов не являются строго обособленными — в ряде мест между ними наблюдались постепенные переходы.

По ранним представлениям, порфировидные граниты Среднего Приднепровья параллелизовались с кировоградскими и совместно с ними выделялись в единый комплекс. Как показало радиологическое, а также углубленное минералого-геохимическое изучение всех этих образований, такое объединение было

неправомерным. Гранитоиды, выделяемые в демуринский комплекс, являются значительно более древними (3000—2800 млн. лет). Их образование несомненно связано с тектоно-плутонической активизацией фундамента в орогенные этапы конкско-верховцевского тектогенеза. О постконкско-верховцевском возрасте гранитоидов этой группы свидетельствует наложение полевошпатовых порфиробластов на метавулканиты конкской свиты в зонах контактов этих образований с порфировидными гранитами. В равной мере не подтвердилась предполагавшаяся принадлежность «полимигматитов» к раннепротерозойским образованиям посткриворожского возраста. Их позднеархейский возраст обоснован убедительными радиологическими данными и геологическими наблюдениями.

В указанном выше объеме и понимании возрастного положения и происхождения гранитоидов демуринский комплекс впервые был выделен и описан В. И. Орсой в 1979 г. Несколько раньше им же была выделена в Среднем Приднепровье региональная формация порфиробластических гранитоидов [117], соответствующая части демуринского комплекса. Сведения, касающиеся отдельных вопросов геологии и петрологии гранитоидов описываемого комплекса имеются в опубликованных статьях Н. П. Семененко [145], Б. Я. Хоревой [196], В. Д. Ладиевой [77], В. Н. Трощенко [173, 174] и в ряде других работ.

Наиболее крупные массивы порфировидных гранитоидов первой группы расположены в пределах Демуринского глыбового поднятия (Кудашевский, Петриковский, Демуринский, Саксаганский и др.). В естественных обнажениях эти граниты наблюдаются по р. Саксагань и ее притокам (балки Демурина, Петриковая, Девладова и др.), по притокам р. Базавлук (балки Рекалова, Холодова, Халабудина и др.), по р. Каменка (пгт Софиевка), а также в ряде других районов Среднего Приднепровья (реки Плоская, Осокоровка, Томаковка и др.). Большинство упомянутых массивов характеризуются неоднородным сложением и обычно не имеют четких границ.

Гранитоиды второй группы слагают либо вытянутые довольно крупные тела, явно приуроченные к тектонически активным зонам, либо неопределенной конфигурации обширные поля неоднородного сложения, в пределах которых развиты образования, фиксирующие все стадии процесса преобразования древнего субстрата. Гранитоиды этого типа развиты в Среднеприднепровском мегаблоке повсеместно, но наибольшим распространением они пользуются в пределах Запорожского и Саксаганского глыбовых поднятий. В естественных обнажениях наблюдаются по рекам Томаковка, Каменка, Саксагань и др.

Как среди порфировидных гранитов, так и среди полосчатых мигматитов постоянно встречаются различного рода реликтовые фрагменты того субстрата, по которому эти породы образовались. Обычно это гнейсовидные плагиогранитоиды, мигматизированные амфиболиты и гнейсы, а также другие породы, участвующие в сложении днепропетровского комплекса.

Порфировидные гранитоиды демуринского комплекса удобно рассмотреть на примере Кудашевского массива, слагающего восточную часть Демуринского глыбового поднятия. Этот массив площадью около 400 км² характеризуется изометричной формой и, возможно, представляет собой куполовидное образование. С северо-запада, севера, востока и юго-востока массив окаймлен зеленокаменными породами конкско-верховцевской серии. Внутреннее строение Кудашевского массива довольно сложное. В его сложении принимают участие породы, минеральный состав и текстура которых варьирует в широких пределах. Доминирующими являются серые и розовато-серые четко порфировидные двуполевошпатовые биотитовые граниты и реже — гранодиориты, порфировидный облик которых обусловлен довольно крупными идиоморфными таблицами полевого шпата. Более ограниченно развиты такого же текстурного сложения роговообманко-биотитовые гранодиориты, отличающиеся явным преобладанием в их составе плагиоклаза над микроклином. Между этими двумя разновидностями повсеместно устанавливаются постепенные переходы, что говорит об их генетической близости и одновременном образовании. Порфировидные гранитоиды разделяются также на ряд разновидностей по количеству порфировидных вкрапленников, их размерам и пространственной ориентировке, по составу и сложению основной массы, а также по ряду других признаков. Харак-

тер соотношения этих разновидностей не совсем ясен, но наблюдающиеся случаи их перемежаемости в виде полос различной ширины дают основание для предположения об определенной зависимости их образования от состава субстрата.

В виде небольшого размера тел неопределенной формы среди порфировидных гранитов встречаются серые массивные среднезернистые биотитовые граниты, взаимоотношения которых с порфировидными гранитоидами говорят об их более позднем образовании. В то же время по ряду минералого-геохимических признаков равномернозернистые граниты близки порфиробластическим гранитам. Это обстоятельство, наряду с жилообразной формой залегания равномернозернистых гранитов, позволяет рассматривать последние в качестве продукта кристаллизации расплава, образовавшегося в результате палингенной ремобилизации порфировидных гранитов на значительных глубинах.

Значительную роль в строении Кудашевского массива играют аплиты и аплит-пегматоидные граниты с несколько повышенной щелочностью, а также пегматиты. Первые из них обычно образуют значительные по размерам обособления со сложной конфигурацией линии контакта, вторые — жильные тела, несомненно приуроченные к разрывам в ранних гранитоидах. Довольно широко распространены также различные метасоматические образования, локализованные в зонах развития поздних бластомилонитов и бластокатаклазитов. Среди них преобладают эпидозиты, альбититы и своеобразные роговообманко-полевошпатовые породы с повышенным содержанием бария, названные Н. П. Семененко базавлукитами. Наиболее поздними продуктами гидротермальных процессов являются кварцевые жилы и кварцитовидные образования, связанные с процессами окварцевания катаклазированных пород.

Немногочисленные включения более древних образований в описываемом массиве представлены окварцованными и эпидотизированными амфиболитами и гранитовидными породами, по составу отвечающими тоналитам и кварцевым диоритам. Последние наблюдаются в виде отдельных глыб со сглаженными выступами и следами активной тектонической переработки. Благодаря ориентированному расположению уплощенных вкрапленников полевого шпата и проявленной на отдельных участках полосчатости обычно хорошо выявляется плоскопараллельная текстура. Структура основной массы порфировидных гранитов гетерогранобластовая с многочисленными усложнениями катакластического характера. В гранитах массивного сложения местами фиксируется гипидиоморфная структура, но преобладающей является гранобластовая.

Калиевый полевой шпат во всех породах массива повсеместно представлен микроклином. Судя по характеру соотношения порфировидных вкрапленников с минеральным агрегатом основной массы, первые из них образовались в результате метабластеза, что позволяет отнести эти вкрапленники к категории порфиробластов. Микроклин порфиробластов, как правило, характеризуется решетчатым строением, в микроклине основной массы решетка несовершенная, по типу сноповидно-шахматная. Пертит обычно крупный, несовершенный, ветвисто-шнуровидный, приурочен к порфиробластам, где его количество может достигать 15 %. Часть порфиробластов представлена простыми альбит-карлсбадскими двойниками. Химический состав микроклинов довольно стабильный. Средний состав может быть представлен формулой $Or_{86}Ab_{10}An_4$. Характерные особенности микроклина описываемых гранитов — невысокое содержание кальция, натрия, рубидия (100 г/т) и относительно повышенные содержания бария (4000 г/т) и стронция (100 г/т). Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 18—28), встречаются также реликтовые зерна более основного плагиоклаза.

Биотит в порфировидных гранитах зеленовато-бурый. По данным химических анализов (табл. 30), железистость биотитов в этих породах колеблется в незначительных пределах — 58,0—62,5 %, что свидетельствует о выдержанности их состава. Соотношение в биотитах Ti, Si и $Al_{IV}$ характеризует вмещающие их породы как образования, формировавшиеся в условиях амфиболитовой фации.

Роговая обманка плеохроирует в густых зеленоватых тонах, железистость составляет около 65 %.

Таблица 30. **Химический состав пород и минералов демуринского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 66,28 | 67,48 | 68,21 | 70,00 | 71,91 | 72,52 | 74,00 | 35,34 | 35,04 | 39,71 |
| $TiO_2$ | 0,54 | 0,39 | 0,48 | 0,49 | 0,32 | 0,27 | 0,34 | 2,12 | 2,36 | 0,58 |
| $Al_2O_3$ | 15,87 | 15,47 | 14,86 | 14,54 | 13,68 | 13,95 | 11,25 | 16,65 | 15,77 | 12,39 |
| $Fe_2O_3$ | 0,83 | 1,62 | 1,11 | 1,44 | 0,70 | 0,52 | 1,15 | 3,67 | 3,76 | 14,67 |
| FeO | 3,01 | 2,43 | 2,93 | 2,59 | 1,92 | 2,50 | 1,87 | 19,51 | 19,83 | 9,79 |
| MnO | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,09 | 0,04 | 0,05 | 0,10 | 0,41 | 0,30 | 0,40 |
| MgO | 1,41 | 0,92 | 1,10 | 1,50 | 0,93 | 0,48 | 1,60 | 9,21 | 9,10 | 6,60 |
| CaO | 3,37 | 2,80 | 3,10 | 2,10 | 2,09 | 2,37 | 1,96 | 0,14 | 0,23 | 11,76 |
| $Na_2O$ | 3,88 | 3,78 | 3,77 | 4,27 | 3,30 | 3,90 | 4,50 | 0,16 | 0,10 | 1,40 |
| $K_2O$ | 3,48 | 3,98 | 3,32 | 2,42 | 4,10 | 2,63 | 4,30 | 8,50 | 9,52 | 1,20 |
| $P_2O_5$ | 0,12 | 0,15 | 0,115 | 0,03 | 0,09 | 0,06 | — | — | — | 0,15 |
| $CO_2$ | — | — | — | 0,18 | — | — | 0,07 | — | — | — |
| $H_2O$ | 0,07 | 0,12 | 0,06 | 0,07 | — | — | — | 0,10 | 0,04 | 0,06 |
| П. п. п. | 0,79 | 0,57 | 0,46 | 0,64 | 0,78 | 0,39 | 0,13 | 3,75 | 3,62 | 1,48 |
| F | — | — | — | — | — | — | — | 0,28 | 0,43 | — |
| *Сумма* | 99,66 | 99,79 | 99,60 | 100,36 | 99,88 | 99,65 | 100,36 | 99,85 | 100,10 | 100,19 |
| $F_{общ}$, $f$ | 64,64 | 69,73 | 66,67 | 59,34 | 64,61 | 77,36 | 50,00 | 58,66 | 59,14 | 66,50 |
| $n_g = n_m$ | — | — | — | — | — | — | — | 1,654 | 1,652 | 1,693 |

Примечание. *Породы:* 1 — порфировидный, серый, роговообманко-биотитовый гранодиорит; р. Базавлук, Скелеватский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 2 — порфировидный, розовый гранит; р. Саксагань, Савровский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 3 — порфировидный, серый, биотитовый гранит; р. Базавлук, Скелеватский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 4 — порфировидный, биотитовый гранит; Верховцевский р-н, скв. 10602, гл. 96,85 м [157]; 5 — порфировидный, розовый гранит; р. Саксагань, Савровский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 6 — порфировидный, биотитовый гранит; р. Базавлук, Калиновский гранитный карьер (кол. В. И Орсы); 7 — порфировидный биотитовый гранит; Верховцевский р-н, скв. 10602, гл. 133,9 м [157]. *Минералы:* 8 — биотит из розового порфировидного гранита (см. ан. 5); 9 — биотит из серого роговообманко-биотитового гранодиорита (см. ан. 1); 10 — роговая обманка из гранита (см. ан. 5).

Ведущими акцессорными минералами пород демуринского комплекса являются магнетит, апатит, циркон, сфен, ортит. В порфировидных гранитах резко возрастает роль ортита, появляются молибденит и галенит.

Циркон характеризуется светло-бурой окраской. Он обычно представлен хорошо ограненными кристаллами среднепризматического габитуса нередко с отчетливым зональным строением. Преобладают кристаллы «гиацинтового» и «циркон-гиацинтового» типов, которые характеризуются преимущественным развитием призматических граней {100}. Содержание $TR_2O_3$ в цирконах колеблется в пределах 0,15—0,78 %. В составе редких земель преобладают элементы иттриевой группы.

Петрохимические особенности пород демуринского комплекса отражают изменчивый минеральный состав этих образований. Особенности химического состава амфиболсодержащих порфировидных гранодиоритов указывают на связь их с гранитоидами повышенной основности или с амфиболитами первичного субстрата. Для этих пород характерна повышенная известковистость и пониженные значения кремнекислотности. Химический состав биотитовых порфировидных гранитов обычно соответствует составу адамеллитов или нормальных гранитов с умеренным содержанием калия.

Латеральные различия в содержании и распределении малых элементов в породах демуринского комплекса определяются составом исходного материала и степенью развития тех процессов, которые привели к формированию гранитоидов. Кудашевские граниты отличаются несколько повышенным содержанием бария и лития, а также концентрацией меди и свинца.

Образование гранитоидов демуринского комплекса было обусловлено тектонической активизацией древнего фундамента. Это явление сопровождалось селективным плавлением слагающих его пород и мощным калиевым метасоматозом. Образование порфиробластических гранитов представляло собой лишь одну из ранних стадий процесса, направленного на образование расплавов, соответствующих по составу гранитным минимумам. Активным источником этого процесса явились глубинные флюиды. С ними, по всей вероятности, следует связывать и привносившийся калий, который явился одним из главных факторов минерального преобразования.

## 4.5. ФОРМАЦИЯ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

На большей части территории щита эта формация представлена жилами аляскитовых аплит-пегматоидных гранитов, довольно равномерно насыщающих супракрустальные гнейсо-мигматитовые толщи, накопленные в период прогибания геосинклинальных зон. Безусловно, это автохтонные или параавтохтонные образования, кристаллизовавшиеся на месте появления локальных выплавок эвтектического состава, обогащенных флюидом. Поскольку магма генерировалась в небольших объемах и не претерпевала дифференциации, образование этого типа гранитов не сопровождалось перераспределением и накоплением рудных компонентов, и они не специализированы в металлогеническом отношении. Очень редко в протогеосинклинальных гнейсо-мигматитовых толщах, слагающих зоны с геосинклинальной подготовкой, встречаются сравнительно небольшие перемещенные массивы лейкократовых гранитов; примером могут быть граниты быстреевского комплекса, вмещающими для которых являются супракрустальные породы тетеревской серии. В отличие от жильных автохтонных аплит-пегматоидных гранитов они характеризуются довольно отчетливой редкометальной специализацией, в связи с чем представляют значительный практический интерес.

В пределах блоков более ранней консолидации, представляющих глыбы кристаллического фундамента прогеосинклинальной консолидации среди позднеархейских и раннепротерозойских геосинклинальных прогибов, лейкократовые граниты способны образовывать довольно крупные массивы, залегающие на месте генерации магматического очага или перемещенные в вышележащие горизонты. Представителем автохтонных и параавтохтонных образований этой формации является анадольский комплекс раннепротерозойского возраста; субстратом для него явились супракрустальные образования западноприазовской серии, а также гранитоиды прогеосинклинального этапа. Аллохтонные массивы образуют позднеархейские граниты токовского комплекса, формировавшиеся за счет гранито-гнейсов аульской серии и гранитоидов днепропетровского комплекса.

Аллохтонные лейкократовые гранитоиды стабильных блоков имеют довольно хорошо выраженную металлогеническую специализацию; в них наблюдается повышенное содержание молибдена, свинца, цезия. Автохтонные же граниты этого типа, как и подобные им жильные разности, залегающие в одновозрастных с ними геосинклинальных толщах, не имеют определенной металлогенической специализации. Можно лишь отметить несколько повышенное по сравнению с кларком содержание в них лития и редкоземельных элементов.

### 4.5.1. ТОКОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Токовский комплекс объединяет развитые в пределах Среднеприднепровского мегаблока существенно микроклиновые граниты, слагающие как отдельные довольно крупные массивы, так и мелкие жилообразные тела, приуроченные обычно к узлам сопряжения тектонических нарушений.

По радиологическим данным, гранитоиды токовского комплекса являются позднеархейскими образованиями (2800—2600 млн. лет). Геологическая позиция этих гранитоидов свидетельствует об их формировании в условиях наступившей консолидации, когда главную роль в определении характера и направленности геологических процессов стала играть дизъюнктивная тектоника.

Главными представителями токовского комплекса являются граниты, слагающие Токовский и Щербаковский массивы. По ряду определяющих признаков граниты этих массивов явно однотипны, хотя полными аналогами их, безусловно, признать нельзя. Граниты этих массивов обнаруживают единую тенденцию развития как на ранних и средних этапах становления, так и в заключительный период их эволюции.

Различного рода данные о гранитах Токовского массива имеются в работах Н. И. Безбородько [9], И. С. Усенко [177], Н. П. Семененко [144], В. Т. Латыша [83], В. Л. Бойко [23] и в ряде других.

Токовский массив расположен в бассейне нижнего течения р. Базавлук между г. Апостолово на западе и с. Чертомлык на востоке. Великолепные обнажения гранитов массива приурочены к каньонообразной долине р. Каменка. В магнитном поле граниты массива выделяются повышенными значениями $Z_a$ (300—800 нТ).

Согласно последним данным, токовские граниты образуют не крупный сплошной батолит, как представлялось ранее, а залегают в виде ряда сближенных довольно крупных тел, разобщенных непереработанными останцами вмещающих пород. Таким образом, в свете новых данных область развития токовских гранитов следует рассматривать как обширное поле, насыщенное телами этих гранитов. Эта область занимает пространство, измеряемое несколькими сотнями квадратных километров, которое по своей форме напоминает полумесяц, ориентированный в северо-восточном направлении.

Вмещающей рамой токовских гранитов служат супракрустальные образования аульской и конкско-верховцевской серий и гранитоиды днепропетровского комплекса. По структурным соотношениям с вмещающими породами токовские граниты явно дискордантны и негармоничны, что совершенно однозначно определяет их положение в тектонической структуре района как постскладчатых образований.

Слагающие Токовский массив граниты обладают массивным однородным сложением, в связи с чем элементы их внутренней структуры фиксируются с трудом. В отдельных зонах улавливается флюидальное расположение порфировидных вкрапленников микроклина, реже удается обнаружить плоскопараллельные структуры, обусловленные ориентированным расположением листочков биотита. В центральных участках наблюдаются субширотные, иногда северо-западные простирания, в районе главного Токовского карьера отмечены субмеридиональные простирания флюидальности.

В первом приближении можно говорить о том, что Токовский массив обладает зональным строением. Центральная его часть сложена преимущественно средне- и крупнозернистыми порфировидными гранитами; в периферических зонах количество порфиробластов резко сокращается, что приводит к изменению внешнего облика гранита. В этих зонах он характеризуется такситовым сложением и по внешним признакам напоминает обычные аплит-пегматоидные граниты «днепровского типа» [117].

Приуроченность токовских гранитов к тектонически ослабленным зонам сказалась на их судьбе и в период существования уже в виде консолидированной массы, реагирующей на тектонические движения хрупкими деформациями. Граниты разбиты сложной системой разрывных нарушений, большинство из которых контролируется легко выявляемыми зонами весьма разнообразной и интенсивно проявленной метасоматической минерализации.

Токовский массив сложен в основном розовыми или красными гранитами с характерным сиреневым оттенком. Кроме нормальных гранитов в составе массива широко представлены их субщелочные разновидности, содержание щелочей в которых достигает 10 %. Обычны также разновидности с пониженным содержанием кварца, которые по своему минеральному составу соответствуют граносиенитам и даже сиенитам. Появление щелочных и сиенитовых разновидностей обусловлено, на наш взгляд, процессами калиевого метасоматоза, широко проявленного в пределах массива, главным образом, в зонах ранних тектонических нарушений.

Среди абсолютно преобладающих гранитов, окрашенных в красноватые цвета, нередко встречаются участки, сложенные серыми гранитами. По минеральному составу они разделяются на микроклинсодержащие и существенно плагиоклазовые. Первые, как показывает детальное минералогическое изучение, полностью соответствуют вмещающим их розовым гранитам и отличаются от них наличием белого микроклина. Плагиоклазовые разновидности представляют собой в различной степени переработанные породы субстрата и гибридные образования, а в некоторых случаях — производные метасоматического процесса, обусловившего формирование своеобразных существенно плагиоклазовых пород с плагиоклазом высокой основности.

В токовских гранитах наблюдаются многочисленные жилообразные тела, представленные в основном породами метасоматического ряда, среди которых встречаются почти мономинеральные микроклиновые, альбититы, плагиоклазиты и др.

Кроме образования различных жилообразных тел метасоматическая переработка выразилась в локальной грейзенизации, сульфидизации, образовании своеобразных амфибол-альбитовых пород («базавлукитов»), эпидотизации. Интерес представляют продукты метасоматической переработки основных пород, заключенных в токовских гранитах. При этом образуются хлорит-биотитовые породы, включающие крупные (до 10 см) хорошо образованные кристаллы граната.

Довольно редко среди токовских гранитов встречаются жилы типичных пегматитов, по своей окраске очень близких к вмещающим их гранитам. Пегматиты характеризуются мелкоблоковым сложением и очень простым минеральным составом, обнаруживая по ряду признаков явное родство с токовскими гранитами.

По своему сложению типичные токовские граниты представляют собой массивные равномернозернистые или нечетко порфировидные породы. Вкрапленники, обусловливающие порфировидную текстуру, представлены таблитчатыми зернами микроклина, которые на отдельных участках характеризуются упорядоченной ориентировкой. Количество вкрапленников в гранитах сравнительно небольшое и редко превышает треть общего объема. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая или гранобластовая, часто усложненная явлениями бластеза и грануляции. Некоторое своеобразие в структурный мотив вносят также процессы замещения плагиоклаза микроклином.

Минеральный состав токовских гранитов довольно стабильный (%): плагиоклаз — 26—30; микроклин — 30—38; кварц — 25—30; биотит — 2—4. В небольшом количестве присутствуют кальцит, хлорит, эпидот, серицит.

Щелочной полевой шпат в гранитах Токовского массива представлен микроклином. Выделяются две его генерации. Первая — крупные таблитчатые зерна, содержащие часто реликты плагиоклаза. Единичные зерна сдвойникованы по альбит-карлсбадскому закону. Двойниковая решетка наблюдается только в части зерен. Микроклин второй генерации обычно решетчатый. Решетка несовершенная, шахматно-клеточная, шахматно-сноповидная среднего размера. Минерал представлен ксеноморфными зернами в основной массе. Для микроклина характерно высокое содержание ортоклазового компонента и очень низкое — альбитового. Средний его состав может быть выражен формулой $Or_{89}Ab_{10}An_1$. Микроклин токовских гранитов отличается довольно высоким содержанием Ba (более 2000 г/т), очень низким Li и Cs, средним содержанием Pb (около 100 г/т) и Sr (около 300 г/т).

Плагиоклаз в гранитах Токовского массива наблюдается как в форме крупных выделений, так и в основной массе. Минерал обычно пелитизирован и серицитизирован. По составу плагиоклаз крупных таблитчатых выделений отвечает олигоклазу (№ 18—24), мелкие его выделения представлены более кислой разновидностью. В гранитах Щербаковского массива различаются три генерации плагиоклазов. Первая из них представлена таблитчатыми зернами с четко выраженной двойниковой штриховкой. Состав плагиоклаза этой генерации соответствует олигоклазу (№ 16—20). Плагиоклаз второй генерации составляет значительную часть мелкозернистого агрегата и характеризуется более кислым составом (олигоклаз № 10—14). Многочисленные обособления альбита, развитые в виде пертитов, относятся к наиболее поздней генерации.

Биотит в токовских гранитах образует разноориентированные мелкие чешуйки, встречающиеся иногда в трещинах крупных зерен плагиоклаза, что свидетельствует о сравнительно позднем его образовании. Биотиты характеризуются совершенно определенным химическим составом (табл. 31). Для них характерна относительно невысокая железистость биотитов (около 47 %), что отличает их от биотитов гранитов Мокромосковского массива и гранитоидов «днепровского» типа. От биотитов этих пород биотиты токовских гранитов отличаются низкой степенью замещения кремния алюминием, а также низким

Таблица 31. **Химический состав пород и минералов токовского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69,63 | 70,80 | 71,60 | 72,70 | 72,88 | 74,62 | 36,16 | 37,26 | 37,18 |
| $TiO_2$ | 0,48 | 0,55 | 0,33 | 0,39 | 0,26 | 0,47 | 1,68 | 2,36 | 1,94 |
| $Al_2O_3$ | 14,43 | 14,22 | 14,18 | 13,08 | 13,97 | 12,26 | 16,21 | 14,96 | 15,76 |
| $Fe_2O_3$ | 1,46 | 1,99 | 1,61 | 1,42 | 1,09 | 1,72 | 4,25 | 6,71 | 6,70 |
| FeO | 1,15 | 1,37 | 1,10 | 1,00 | 1,01 | 0,86 | 13,25 | 13,50 | 13,20 |
| MnO | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,34 | 0,32 | 0,38 |
| MgO | 1,71 | 1,08 | 0,40 | 1,53 | 0,40 | 0,62 | 13,68 | 12,38 | 11,36 |
| CaO | 1,82 | 1,47 | 1,45 | 1,77 | 1,41 | 0,87 | Следы | 0,23 | 0,24 |
| $Na_2O$ | 3,46 | 2,63 | 3,27 | 2,76 | 3,41 | 2,60 | 0,20 | 0,22 | 0,18 |
| $K_2O$ | 4,18 | 4,70 | 4,99 | 3,66 | 4,80 | 4,73 | 9,34 | 8,70 | 8,72 |
| $P_2O_5$ | 0,14 | 0,17 | 0,09 | 0,10 | 0,06 | 0,08 | — | — | — |
| $SO_3$ | 0,10 | 0,12 | 0,01 | 0,17 | — | 0,04 | — | — | — |
| F | — | — | — | — | — | — | 1,31 | 2,00 | 1,58 |
| $H_2O$ | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,14 | 0,02 | 0,16 |
| П. п. п. | 0,93 | 0,58 | 0,46 | 0,94 | 0,56 | 0,68 | 3,43 | 2,48 | 3,07 |
| *Сумма* | 99,53 | 99,75 | 99,55 | 99,57 | 99,92 | 99,61 | 100,09 | 101,14 | 100,57 |
| $n_g \approx n_m$ | — | — | — | — | — | — | 1,635 | 1,642 | 1,644 |
| $F_{\text{о.щ}}$, $f$ | 60,40 | 75,60 | 81,53 | 57,47 | 82,35 | 80,60 | 41,80 | 47,60 | 46,20 |

Примечание. *Породы:* 1 — биотитовый, розовый, среднезернистый гранит; Щербаковский массив, скв. 21, гл. 140,0 м (кол. В. И. Орсы); 2 — биотитовый, розовый, среднезернистый гранит; Щербаковский массив, скв. 24, гл. 340,0 м (кол. В. И. Орсы); 3 — биотитовый, розовый, нечеткопорфировидный гранит; Токовский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 4 — биотитовый, розовый, среднезернистый гранит; Щербаковский массив, скв. 22, гл. 101,5 м (кол. В. И. Орсы); 5 — биотитовый, розовый, среднезернистый гранит; Токовский гранитный карьер (кол. В. И. Орсы); 6 — биотитовый, розовый, среднезернистый гранит; Щербаковский массив, скв. 45, гл. 140,0 м (кол. В. И. Орсы). *Минералы:* 7 — биотит из розового среднезернистого гранита (см. ан. 4); 8 — биотит из розового среднезернистого гранита (см. ан. 5); 9 — биотит из розового нечеткопорфировидного гранита (см. ан. 3).

содержанием $TiO_2$. В полном соответствии с характером щелочности токовских гранитов находится щелочность их биотитов, которая отвечает среднему и высокому уровню щелочности.

Главными акцессорными минералами гранитов Токовского массива являются апатит, сфен, циркон, ортит, титансодержащий магнетит, в отдельных зонах встречаются пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, барит, флюорит, гранат, монацит. Для Щербаковского массива характерны апатит, торит, циркон, сфен, флюорит, сульфиды. Апатит в токовских гранитах обычно преобладает над цирконом. В породах постоянно присутствует сфен в количестве, достигающем 300—400 г/т.

Циркон представлен непрозрачными кристаллами коричнево-бурого цвета, размером 0,12—0,30 мм. По кристалломорфологическим признакам они соответствуют двум главным классам циркона — цирконовому и гиацинтовому.

Сфен развивается по титаномагнетиту и биотиту. Апатит обычно ассоциирует со сфеном и магнетитом, иногда с цирконом, образуя нередко своеобразные «акцессорные гнезда».

По химическому составу токовские граниты близки к среднему составу гранита Дэли, отличаясь несколько меньшим содержанием $TiO_2$ и CaO и повышенной общей щелочностью. По классификации А. Н. Заварицкого, они относятся ко 2-му классу насыщенных $SiO_2$ пород и к 3-й группе щелочности ($a : c > > 8$). В большинстве анализов устанавливается пересыщенность пород глиноземом. Среди щелочей преобладает калий. Граниты Щербаковского массива отличаются от токовских более высоким содержанием $SiO_2$ и низким — $Al_2O_3$.

В токовских гранитах зафиксировано повышенное содержание бария (среднее — 3200 г/т), содержание свинца (73 г/т) и стронция (950 г/т) также превышают кларковый уровень. На характер распределения редких и рассеянных элементов оказывали влияние наложенные метасоматические процессы.

Образование гранитов Токовского массива интрузивно-метасоматическое. На ранних стадиях формирования гранитов преобладала инфильтрационная гранитизация, происходившая в условиях достаточно высокого потенциала натрия. В процессе дальнейшей эволюции щелочной режим резко изменился в сто-

рону возрастания потенциала калия. Ход гранитообразования подчинялся законам эвтектической кристаллизации расплава, в связи с чем эти граниты могут рассматриваться как магматические.

#### 4.5.2. АНАДОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

К анадольскому комплексу относятся средне- и крупнозернистые, местами порфировидные розовые граниты, развитые в Приазовском районе, преимущественно в восточной его части по рекам Калка, Кальчик и Кальмиус. Близкие по составу граниты установлены также в Западном Приазовье, где они прослежены бурением от с. Тарасовка на р. Юшанлы до пгт Черниговка. Породы описываемого комплекса под названием гранитов анатолийского типа выделены Н. И. Безбородько [9]. Граниты этого комплекса изучались и описывались многими другими исследователями [38, 111, 4, 197, 232, 201].

Граниты анадольского комплекса образуют довольно большой (около 300 км²) дискордантный (?) массив, приуроченный к ядерной части Кальчик-Кальмиусского антиклинория. В Западном Приазовье несколько небольших удлиненных массивов располагаются в осевой части Лозоватской антиклинали. Вмещающими породами являются гнейсы и мигматиты западноприазовской серии. Переходы между вмещающими породами и гранитами постепенные: обычно наблюдается увеличение количества жильного материала в мигматитах до полного исчезновения гнейсового субстрата или возрастание количества вкрапленников микроклина в порфиробластических гранито-гнейсах с одновременным увеличением количества калиевого полевого шпата и в основной массе породы.

Для анадольских гранитов в целом характерна неоднородная полосчатая текстура, обусловленная, с одной стороны, наличием многочисленных реликтов вмещающих гнейсов, а с другой — чередованием гранитов среднезернистых с более лейкократовыми крупнозернистыми, пегматоидными. Реликты гнейсов часто прослеживаются в гранитах в виде цепочек и полос, ориентированных согласно простиранию складчатых структур. Встречаются довольно крупные угловатые ксенолиты биотитизированного амфиболита, имеющие резкие контакты с вмещающими гранитами. В центральной части массива (район ст. Карань) среди однородных гранитов с массивной текстурой наблюдаются округлые ксенолиты гнейсов и амфиболитов. Анадольские граниты, в свою очередь, секутся граносиенитами Кальмиусского массива и встречаются среди них в виде ксенолитов [197].

Окраска гранитов анадольского комплекса розовая, состав их преимущественно лейкократовый. Наиболее типичные разности с массивной текстурой, средне- и крупнозернистой, местами порфировидной аллотриоморфнозернистой структурой приурочены к центральным участкам массивов. Их минеральный состав (%): калиевый полевой шпат — 37—55; плагиоклаз — 8—40; кварц — 25—42; биотит — до 6. В гранитах из периферических частей массивов содержание биотита может повышаться до 8—10 %, местами появляется роговая обманка (до 1—2 %). Вторичные минералы: мусковит, эпидот, хлорит; акцессорные (г/т): магнетит — 4000; ильменит — 400; апатит — 380; гранат — 200; циркон, сфен, анатаз, флюорит.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином с шахматно-клеточной, а в порфиробластах иногда сноповидно-шахматной решеткой. Пертитовые вростки линзо- и дисковидные, среднего и крупного размеров. Количество их составляет 5—7 %. Вблизи включений и залеченных трещин наблюдаются пламенные пертиты. Средний состав микроклина — $Or_{77}Ab_{22}An_1$. Содержание элементов-примесей (г/т): Rb — 600; Cs — 1,5; Ba — 1250; Sr — 130. Рентгеновская триклинность — 0,84—0,98. Интенсивность природной термолюминесценции составляет 1650—3600 усл. ед., рентгеновской термолюминесценции — 3700—6800 усл. ед. [209].

Плагиоклаз обычно представлен двумя генерациями: олигоклазом (№ 9—16), изредка до № 25, образующим сравнительно крупные зерна с разной степенью идиоморфизма, и альбитом (№ 2—5), развивающимся в виде узкой каемки

Таблица 32. **Химический состав пород и минералов анадольского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68,40 | 71,52 | 73,73 | 72,07 | 33,46 | 33,66 | 33,95 |
| $TiO_2$ | 0,48 | 0,24 | — | 0,21 | 2,89 | 2,79 | 3,08 |
| $Al_2O_3$ | 15,03 | 13,50 | 15,09 | 14,14 | 15,40 | 15,60 | 16,64 |
| $Fe_2O_3$ | 1,19 | 1,93 | 0,38 | 0,83 | 7,90 | 8,60 | 8,25 |
| FeO | 3,00 | 0,65 | 0,29 | 1,35 | 16,71 | 15,35 | 16,71 |
| MnO | 0,08 | 0,04 | 0,02 | 0,04 | 0,18 | 0,22 | 0,20 |
| MgO | 0,51 | 0,09 | — | 0,27 | 7,98 | 8,96 | 6,24 |
| CaO | 1,64 | 1,45 | 0,85 | 1,28 | 0,98 | 0,56 | 0,42 |
| $Na_2O$ | 3,12 | 4,07 | 3,64 | 3,69 | 1,21 | 0,93 | 0,45 |
| $K_2O$ | 5,86 | 4,93 | 5,78 | 5,29 | 8,33 | 6,52 | 7,14 |
| $P_2O_5$ | 0,02 | 0,12 | 0,04 | 0,09 | — | — | — |
| $H_2O^-$ | 0,56 | 0,44 | 0,29 | 0,31 | 0,95 | 0,86 | 0,70 |
| П. п. п. | — | 1,33 | 0,80 | 0,54 | 4,72 | 5,29 | 5,65 |
| F | — | — | — | — | 0,39 | 0,50 | 0,31 |
| *Сумма* | 99,89 | 100,31 | 100,91 | 100,11 | 100,40 | 99,84 | 99,74 |
| $F_{общ}$, *f* | 85,5 | 95 | 100 | 80,6 | 62,7 | 59,4 | 68,6 |

Примечание. *Породы:* 1 — порфировидный гранит; с. Дмитриевка [229]; 2, 3 — равномернозернистый гранит; ст. Карань [232]; 4 — гранит (среднее из 12 анализов) [201]. *Минералы:* 5 — биотит из среднезернистого гранита; ст. Карань [129]; 6 — биотит из среднезернистого гранита; с. Анадоль [129]; 7 — биотит из среднезернистого гранита; с. Лидино [129].

вокруг зерен первой генерации. На контактах с микроклином наблюдаются мирмекиты.

Биотит зеленовато-бурый, бурый до красно-бурого (каемки вокруг зеленовато-бурого). Железистость уменьшается от периферии к центру массива (65—55 %). Для химического состава биотита (табл. 32) характерно повышенное содержание титана (до 3,2 %) и алюминия в тетраэдрической позиции (1,37—1,41 форм. ед.).

Акцессорные минералы образуют две парагенетические ассоциации: 1) магнетит-циркон-апатитовую, унаследованную от исходных гнейсов; 2) монацит-апатит-магнетитовую, собственно гранитовую.

Монацит буровато-желтый, желтый, серовато-желтый, до молочно-серого, часто с красно-бурой оболочкой. Слабо удлиненные или изометричные, уплощенные кристаллы включены в биотите и плагиоклазе; более крупные приурочены к интерстициям и пегматоидным обособлениям.

Циркон представлен в основном розовато-бурыми и бурыми кристаллами гиацинтового типа.

Для анадольских гранитов в целом характерно преобладание калия над натрием при высоком их суммарном содержании (больше 8 %, в основных разностях 9—10 %). Количество кремнекислоты изменяется в довольно широких пределах (68,14—75,46 %); железистость — 55—82 %. Среднее содержание элементов-примесей (г/т): Rb — 220; Sr — 170; Zr — 150; Li — 50; Y — 9; La — 18; Nb — 17; Th — 10.

В анадольских гранитах обнаруживаются признаки как магматического, так и метасоматического происхождения. Неоднородность состава, постепенные переходы во вмещающие породы через зоны мигматитов свидетельствуют в пользу их образования на месте за счет гранитизации исходных гнейсов западноприазовской серии. Вместе с тем в составе наиболее крупного массива анадольских гранитов выделяются отдельные однородные участки, в которых состав породы соответствует эвтектическому. Очевидно, это магматические образования, частично кристаллизовавшиеся на месте, а частично перемещенные, на что указывают наблюдаемые в некоторых случаях секущие взаимоотношения с гнейсами и наличие их ксенолитов.

Возраст анадольских гранитов, определенный уран-торий-свинцовым методом по монациту, составляет 2100—1850 млн. лет. Такие же результаты получены калий-аргоновым методом по амфиболу (1970—1945 млн. лет). Значения возраста, определенные по биотиту, несколько ниже (1840—1770 млн. лет) и соответствуют, скорее всего, времени подъема видимого среза выше критической для биотита геоизотермы.

# ФОРМАЦИИ СУБПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА

Субплатформенный (раннеплатформенный, протоорогенный) этап, или этап стабилизации древней платформы, на территории Украинского щита характеризуется локальным проявлением интрузивного магматизма от ультраосновного до кислого, иногда с развитием карбонатитов и пород щелочного ряда. Эти проявления магматизма связаны с глубинными разломами, ограничивающими Украинский щит, и одновременно тяготеют к тем районам или блокам, где геосинклинальный режим проявился в наиболее позднее время. Именно поэтому субплатформенные интрузии приурочены к северо-западной и юго-восточной окраинам щита, к его северо-восточному и юго-западному обрамлению, а также к Северо-Западному, Приазовскому и Ингуло-Ингулецкому структурно-формационным районам.

На Украинском щите известны две формации гранитоидов, образовавшиеся в условиях субплатформенного режима: граносиенитовая и гранитов рапакиви. Для обеих характерна тесная пространственная и, по всей вероятности, генетическая связь с ультраосновными породами, внедрение которых предшествовало образованию гранитных интрузий. Кроме того, с граносиенитами ассоциируют щелочные породы и карбонатиты. Ультраосновные породы в этих ассоциациях тоже носят щелочной характер. Весьма характерной особенностью обеих формаций, а в наибольшей степени первой, является их пространственная и генетическая связь с разнообразными щелочными метасоматитами. Следует заметить, что такие метасоматиты, часто рудоносные, соответствующие по времени образования субплатформенному этапу, нередко наблюдаются и вне видимой связи с гранитоидными формациями. Так же изолированы маломощные дайки ультраосновных пород субплатформенного этапа, не сопровождающиеся синхронными с ними щелочными, гранитоидными или метасоматическими породами. Пожалуй, способность к такому крайнему разобщению пород разного состава больше свойственна щелочно-карбонатитовому ряду формаций, к которому относится формация граносиенитов. Так, в Приазовском блоке можно наблюдать массивы с резким преобладанием щелочных пород (Октябрьский), карбонатитов (Новополтавский), граносиенитов (Южно-Кальчикский, Кальмиусский) и уже упомянутые выше дайки ультраосновных пород.

Формация гранитов рапакиви постоянно и неизбежно ассоциирует в пределах одних и тех же массивов с габбро-анортозитовой формацией, что дает основание некоторым исследователям не разделять их, а рассматривать как единую габбро-анортозит-гранитную формацию.

## 5.1. ФОРМАЦИЯ ГРАНОСИЕНИТОВ

На Украинском щите эта формация распространена ограниченно и пока представлена лишь восточноприазовским комплексом. Граносиениты известны еще в составе Малотерсянского массива щелочных пород, расположенного в

северной части зоны сочленения Приазовского и Среднеприднепровского блоков, а также в Проскуровском массиве, на юго-западном склоне щита, однако из-за слабой изученности и ограниченной площади развития в качестве самостоятельных комплексов они не выделяются.

Рассматриваемая формация характеризуется рядом особенностей, которые позволяют четко диагностировать ее и отличать от других докембрийских гранитоидных формаций. Прежде всего это ее структурно-тектоническая позиция. Массивы граносиенитов занимают отчетливо секущее положение по отношению к породам рамы, вмещают ксенолиты последних, а в зонах экзоконтактов несут признаки метасоматических преобразований. В строении массивов наблюдается довольно отчетливая зональность, позволяющая восстановить последовательность кристаллизации пород и их метасоматической переработки. В составе формации преобладают граносиениты, кроме них довольно широко развиты разнообразные сиениты и субщелочные граниты.

Все породы формации характеризуются повышенной железистостью темноцветных минералов, повышенным содержанием альбитового компонента (до 30—40 %) в калиевом полевом шпате, высоким содержанием акцессорных минералов, особенно ильменита, сфена, циркона, чевкинита, а также топаза, флюорита. Геохимическая специализация этой формации — цирконий, тантал, ниобий, а также редкие земли. В то же время в ряду субплатформенных и платформенных формаций она отличается отрицательной специализацией на уран и торий.

### 5.1.1. ВОСТОЧНОПРИАЗОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Группа кислых пород повышенной щелочности, относящихся к восточноприазовскому комплексу, объединяет сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и граниты, развитые на значительной площади в восточной части Приазовского блока. Породы эти образуют три самостоятельных массива (Южно-Кальчикский, Еланчикский и Кальмиусский) и участвуют в строении сложного Октябрьского массива щелочных пород.

Первые описания щелочноземельных сиенитов Восточного Приазовья приведены в работах И. А. Морозевича [111, 238], Л. Ф. Айнберг [4], В. И. Лучицкого и П. И. Лебедева [97]. Более детально они изучены и описаны И. Д. Царовским [199, 200], Н. А. Елисеевым и В. Г. Кушевым [51]. Материалы этих исследований и были использованы нами для характеристики комплекса.

Южно-Кальчикский массив занимает площадь около 250 км²; форма его в плане подковообразная. Обнажена главным образом восточная часть массива, пересекаемая с севера на юг долиной р. Кальчик. Западная его часть изучена картировочными скважинами; здесь встречаются лишь единичные выходы сиенитов на поверхность (балки Саса-Гулах, Попова). В районе с. Ново-Янисоль в верховьях р. Калец наблюдается обособленный выход гранитов и граносиенитов, образующих здесь небольшой массивчик, являющийся как бы продолжением западной ветви Южно-Кальчикского массива.

В составе Южно-Кальчикского массива преобладают амфибол-пироксеновые кварцсодержащие и кварцевые сиениты; в периферических участках в виде невыдержанной каймы шириной до 1—2 км развиты оливин-пироксеновые кварцсодержащие сиениты. Наиболее узкая часть массива сложена амфибол-биотитовыми и амфиболовыми кварцевыми сиенитами. В подчиненном положении находятся граносиениты; в нескольких местах (р. Юж. Кальчик и б. Саса-Гулах) встречены габбро-сиениты и андезиты.

Кальмиусский массив — наиболее крупный (до 500 км²). Форма его батолитоподобная, в плане несколько удлиненная с севера на юг. В этом же направлении массив пересекает долина р. Кальмиус, по ней и ее притокам наблюдаются многочисленные выходы слагающих массив пород. В отличие от Южно-Кальчикского массива здесь шире развиты кварцсодержащие сиениты и граносиениты. Краевые части интрузии сложены среднезернистыми биотит-амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми трахитоидными сиенитами. К центру массива породы становятся более крупнозернистыми, до гигантозернистых, с пегма-

тоидными обособлениями, шлирами и жилами. Среди темноцветных минералов появляется оливин, т. е. минеральная зональность здесь обратная зональности Южно-Кальчикского массива. Кроме многочисленных пегматитовых жил и обособлений для Кальмиусского массива характерно обилие даек мелкозернистых сиенитов, сиенит-аплитов и щелочных гранитов небольшой мощности и невыдержанного простирания. Северная часть массива сложена крупнопорфировидными роговообманковыми гранитами, известными под названием каранских или дубовских. Скальные выходы их наблюдаются по р. Кальмиус выше с. Гранитное. Переходы от граносиенитов к гранитам постепенные.

Еланчикский массив обнажен очень плохо, его контуры и строение установлены почти исключительно по данным бурения и геофизическим материалам. В его строении принимают участие главным образом биотит-амфиболовые граносиениты, которые к периферии массива сменяются кварцевыми сиенитами с реликтами пироксенов.

Размеры Октябрьского массива сравнительно небольшие (до 100 км$^2$), а строение его наиболее сложное. Форма массива в плане близкая к изометричной; внутренняя, смещенная к восточному краю, часть представлена овальным телом (до 5 × 8 км) щелочных и щелочно-ультраосновных пород, которые составляют самостоятельную формацию и здесь не описываются. Щелочноземельные сиениты и граносиениты слагают в основном западную часть массива; сравнительно узкой полосой они также обрамляют тело щелочных и щелочно-ультраосновных пород с севера, востока и, частично, с юга. В сиенитах наблюдаются многочисленные ксенолиты пироксеновых гнейсов, иногда силикатно-карбонатных пород. Преобладают здесь оливин-пироксеновые, пироксеновые и пироксен-амфиболовые кварцсодержащие и кварцевые сиениты, а также граносиениты, связанные между собой постепенными переходами. Встречаются многочисленные дайки, представленные в основном породами лампрофирового типа.

С вмещающими гнейсами, мигматитами и гранитами архейского и раннепротерозойского возраста сиениты и граносиениты имеют отчетливо рвущие контакты. Конфигурация контактов меняется в зависимости от их ориентировки по отношению к гнейсовидности вмещающих пород. Наиболее прямолинейные контакты образуются при совпадении их плоскостей с ориентировкой плоскостных и линейных текстур рамы. При ориентировке, близкой к перпендикулярной, наблюдаются многочисленные апофизы сиенитов в гнейсах и обильные ксенолиты последних. Вблизи контактовых зон форма их обычно угловатая, а на некотором удалении от контакта — овальная, линзовидная. Размеры самые разные: от единичных сантиметров до нескольких метров в поперечнике.

Для всех массивов характерно в разной степени выраженное зональное строение, обусловленное сохранением участков первичных неизмененных оливин-пироксеновых пород (кварцевые монцониты, габбро-сиениты, кварцсодержащие сиениты) в краевых частях. Кроме закономерной смены пород разного состава отчетливо наблюдается увеличение крупности зерен от периферии к центру массивов. В породах эндоконтактовых участков довольно отчетливо выражена трахитоидность, обусловленная присутствием субидиоморфных выделений калиевого полевого шпата. Трахитоидность и линейность имеют крутую, почти вертикальную ориентировку, параллельную контактовым плоскостям.

Щелочноземельные сиениты и граносиениты восточноприазовского комплекса характеризуются довольно широкими вариациями содержания сравнительно небольшого числа главных породообразующих минералов (%): микроклин — 55—82; плагиоклаз — 4—21; кварц — 0—20; роговая обманка — 0—10; пироксен — 0—10; биотит — 0—5; оливин — 0—1. Увеличение количества светлых минералов, в первую очередь кварца, и одновременное снижение содержания темноцветных компонентов обусловливают переход от нормальных сиенитов через кварцсодержащие (до 10 % кварца) и кварцевые (10—15 % кварца) к граносиенитам (15—20 % кварца). По содержанию темноцветных минералов различаются сиениты оливин-пироксеновые, пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые. Все они окрашены в черный или темно-серый цвет с зеленоватым оттенком, средне- или крупнозернистые, иногда порфировидные, с массивной, реже — неясно полосчатой текстурой.

При выветривании окраска их заметно светлеет, и они становятся серыми или желтовато-серыми с зеленоватым оттенком, интенсивность которого увеличивается с глубиной, по мере удаления от поверхности выветривания. Местами, вблизи контактов с вмещающими породами, встречаются крупнопорфировые роговообманковые сиениты розового цвета (с. Серединовка и др.). Розово-серая окраска и крупнопорфировидное массивное строение характерны для каранского гранита.

Структуры сиенитов и граносиенитов очень разнообразны; преобладают аллотриоморфная, гипидиоморфная с участками гранобластовой, порфировидная. Местами наблюдается маргинационная структура, свойственная рапакиви. Для участков интенсивной метасоматической переработки и примыкающих к так называемым зонам ощелачивания характерна кристаллобластическая структура.

Калиевый полевой шпат в граносиенитах представлен двумя разновидностями, одна из которых отвечает главной фазе кристаллизации сиенитов, а вторая появляется в ходе их метасоматической переработки и перекристаллизации. Калиевый полевой шпат первого типа (микроклин) образует крупные (от 1—2 до 5—10 см) кристаллы с довольно правильными кристаллографическими очертаниями; двойниковая решетка сплошная, сноповидная. В них устанавливаются крипто- и микропертиты, а также игольчатые и толстостолбчатые пертитовые вростки. Калиевый полевой шпат второго типа представлен мелкими (0,02—0,5 мм) совершенно свежими зернами без пертитовых выделений. Средний состав калиевого полевого шпата $Or_{69}Ab_{29}An_2$. Содержание элементов-примесей (г/т): Ba — 2500; Rb — 283; Sr — 265; Li — 4,16; Cs — 0,50. Преобладающим структурным типом, по рентгеновским данным, является промежуточный микроклин, хотя наряду с ним встречается как существенно моноклинный ортоклаз ($\Delta_p = 0$), так и максимальный микроклин ($\Delta_p = 0{,}97$) [209].

Плагиоклаз изменяется по составу от альбит-олигоклаза (№ 5—10) до андезина (№ 30—35). Последний более характерен для граносиенитов, в то время как в бескварцевых обогащенных темноцветными минералами сиенитах плагиоклаз обычно кислее (олигоклаз, альбит-олигоклаз).

Обыкновенная роговая обманка — наиболее распространенный темноцветный минерал граносиенитов и сиенитов. Цвет ее коричневато-зеленый. Железистость изменяется в пределах 83—95 %. Кроме обыкновенной роговой обманки весьма распространенным амфиболом в составе граносиенитов и сиенитов восточноприазовского комплекса является гастингсит-феррогастингсит (табл. 33, ан. 11—13).

Моноклинный пироксен представлен геденбергитом с железистостью 84—92 % (табл. 33, ан. 10). В нем наблюдаются полисинтетические двойники и диаллаговая отдельность по (100). Он содержит довольно высокую примесь (до 8 %) эгиринового компонента.

Ромбический пироксен, присутствующий реже моноклинного и в подчиненном количестве, представлен слабо плеохроирующим в розовых тонах феррогиперстеном с железистостью 45—67 %.

Биотит тоже характеризуется повышенной железистостью (до 58—92 %); окраска его меняется от зеленовато-бурой до красно-бурой.

Оливин представлен высокожелезистой разностью с содержанием фаялитового компонента до 96 % (табл. 33, ан. 9).

Среди акцессорных минералов преобладают магнетит и титаномагнетит, ильменит, циркон, апатит; также широко распространены сфен, флюорит, чевкинит.

Циркон заметно преобладает над апатитом. Для него характерна весьма упрощенная форма с сочетанием призматической (110) и пирамидальной (111) граней. Вторая призматическая грань (100) наблюдается лишь как редкое дополнение. Весьма угнетены и грани острой пирамиды, которые встречаются лишь спорадически. Такая форма акцессорного циркона типична для гранитоидов Украинского щита, сформированных на этапе консолидации платформы [198], и, по обобщенным данным В. В. Ляховича [99], вообще характерна для калиевых гранитов. Удлинение циркона уменьшается при переходе от равномер-

Таблица 33. **Химический состав пород и минералов восточноприазовского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 57,91 | 61,14 | 65,27 | 65,99 | 66,18 | 70,43 | 71,54 | 72,59 | 31,42 | 46,80 | 40,04 | 38,10 | 38,83 | 33,10 |
| $TiO_2$ | — | 1,56 | 1,05 | 0,57 | 0,03 | 0,29 | 0,27 | 0,28 | 0,30 | 1,00 | 2,30 | 2,21 | 3,25 | 3,15 |
| $Al_2O_3$ | 15,34 | 13,05 | 12,57 | 14,94 | 20,35 | 14,54 | 12,01 | 13,58 | 2,69 | 1,30 | 6,41 | 9,65 | 10,68 | 13,10 |
| $Fe_2O_3$ | 4,15 | 2,08 | 2,98 | 0,16 | 0,36 | 1,39 | 0,87 | 1,02 | — | 3,89 | 4,76 | 5,52 | 5,33 | 7,72 |
| FeO | 7,69 | 6,75 | 5,08 | 5,10 | — | — | 3,20 | 2,73 | 63,60 | 25,92 | 26,43 | 24,56 | 25,28 | 25,28 |
| MnO | — | 0,11 | — | 0,08 | Следы | 0,08 | 0,04 | 0,05 | 0,31 | 0,58 | 0,43 | 0,32 | 0,41 | 0,20 |
| MgO | 1,80 | 1,73 | 0,67 | 0,84 | 0,39 | Следы | 0,47 | 0,28 | 0,90 | 1,60 | 3,34 | 3,18 | 2,36 | 2,96 |
| CaO | 4,32 | 5,46 | 3,19 | 3,21 | 0,42 | 1,97 | 1,47 | 1,20 | 0,42 | 17,98 | 9,76 | 10,22 | 10,01 | 0,77 |
| $Na_2O$ | 4,01 | 3,46 | 2,91 | 3,20 | 6,78 | 3,59 | 3,20 | 3,15 | — | 0,88 | 1,78 | 2,09 | 1,60 | 1,09 |
| $K_2O$ | 3,64 | 3,12 | 5,31 | 4,90 | 5,23 | 5,52 | 5,61 | 4,80 | — | 0,27 | 1,48 | 1,37 | 1,30 | 7,79 |
| $P_2O_5$ | — | 0,62 | — | 0,17 | 0,06 | 0,08 | 0,13 | 0,05 | — | — | 0,16 | 0,06 | 0,14 | 0,18 |
| $SO_3$ | — | 0,24 | — | — | 0,12 | 0,03 | 0,06 | 0,02 | — | — | 0,07 | 0,11 | 0,07 | 0,07 |
| F | — | — | — | 0,11 | 0,07 | — | — | — | — | — | 0,17 | 0,39 | 0,18 | 0,17 |
| Cl | — | — | — | 0,05 | 0,07 | — | — | — | — | — | — | 0,07 | — | — |
| $H_2O^-$ | — | 0,13 | — | 0,05 | 0,07 | 0,77 | 0,50 | 0,13 | — | — | 0,02 | 0,02 | — | 0,40 |
| $H_2O+$ | 0,76 | 1,03 | 1,02 | 0,38 | 0,20 | 0,79 | 0,13 | 0,65 | — | — | 2,69 | 1,63 | 1,53 | 4,22 |
| *Сумма* | 99,62 | 100,48 | 100,05 | 99,75 | 100,33 | 99,48 | 99,50 | 100,53 | 99,64 | 100,22 | 99,84 | 100,50 | 100,97 | 100,20 |
| $F_{общ}$, $f$ | 82,4 | 77,8 | 80,6 | 79,2 | 50,0 | 100,0 | 85,0 | 90,0 | 97,6 | 91,1 | 84,0 | 83,9 | 87,9 | 86,0 |

Примечание. *Породы:* 1 — кварцевый монцонит; Кальмиусский массив [51]; 2 — амфиболовый кварцсодержащий сиенит; Еланчикский массив, б. Каменоватка (кол. И. Д. Царовского); 3 — кварцевый сиенит; Кальмиусский массив [51]; 4 — граносиенит; Октябрьский массив, б. Хлебодаровская (кол. И. Д. Царовского); 5 — граносиенит; Южно-Кальчикский массив (кол. И. Д. Царовского); 6 — биотит-амфиболовый гранит; Новоянисольский массив [51]; 7 — биотит-амфиболовый гранит; Октябрьский массив, б. Демяновая (кол. И. Д. Царовского); 8 — биотит-амфиболовый гранит; Новоянисольский массив [51]; 10 — клинопироксен из сиенита [51]; 11 — феррогастингсит из сиенита; р. Кальчик (кол. И. Д. Царовского); 12 — феррогастингсит из граносиенита; Октябрьский массив (кол. И. Д. Царовского); 13 — феррогастингсит из граносиенита; Кальмиусский массив *(кол. И. Д. Царовского); 14 — биотит из граносиенита;* Кальмиусский массив (кол. И. Д. Царовского)

нозернистых к пегматоидным разностям. Весьма показательно изменение отношения Hf к Zr в цирконе, которое возрастает по мере увеличения кремнекислотности пород, обычно при переходе от периферии к центру массивов; максимальное значение отношения Hf/Zr отмечается в цирконе пегматитов.

Характерным акцессорным минералом граносиенитов является чевкинит, который как бы приходит на смену ортиту и монациту, обычным в более древних протогеосинклинальных гранитах. Минерал этот легко диагностируется по раковистому излому и смоляно-стеклянному блеску; цвет его черный с буровато-красным просвечиванием на тонких сколах.

Породы восточноприазовского граносиенитового комплекса по содержанию кремнезема образуют непрерывный переход от средних к кислым разностям, а по содержанию суммы щелочей занимают промежуточное положение между нормальными щелочноземельными и щелочными породами (табл. 33).

По мнению большинства исследователей, массивы комплекса щелочных и щелочноземельных пород Восточного Приазовья являются типичными интрузиями разломного типа. Об этом свидетельствует их структурное положение, секущие интрузивные контакты, наличие ксенолитов, внутреннее строение массивов, контактовые изменения вмещающих пород, многие особенности состава и строения пород комплекса. Магматические по своему происхождению, эти породы претерпели существенные автометасоматические и метасоматические изменения, которые в значительной степени преобразовали первичный облик пород, а в некоторых случаях способствовали формированию весьма своеобразных по минеральному и химическому составу щелочных метасоматитов. Кристаллизация большей части пород комплекса происходила из существенно сухих расплавов.

Восточноприазовский сиенитовый комплекс долгое время относился к палеозою (схемы Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкого, первые послевоенные схемы Н. П. Семененко, И. С. Усенко и др.). Первоначально с такими представлениями согласовывались и определения возраста изотопными методами (460 млн. лет — гелиевым методом по циркону; 400 млн. лет — свинцовым методом по ториту; 410—547 млн. лет — рубидий-стронциевым методом по амазониту). Однако вскоре в связи с совершенствованием радиоизотопных методов были получены более достоверные значения, указывающие на протерозойский возраст этих пород. В настоящее время протерозойский возраст сиенитов и граносиенитов Восточного Приазовья подтвержден многочисленными определениями калий-аргоновым и единичными уран-торий-свинцовым методом. Все значения лежат в пределах 1800—1650 млн. лет. Это хорошо согласуется с тем фактом, что сиениты прорывают анадольские граниты, для которых уран-торий-свинцовым методом по монациту установлен возраст 1870—1850 млн. лет [58]. Верхний возрастной предел формирования комплекса определяется временем образования щелочных метасоматитов (1650 млн. лет).

## 5.2. ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

Эта формация весьма характерна для этапа консолидации фундамента древних платформ, их окончательной кратонизации. В пределах Восточно-Европейской платформы массивы гранитов рапакиви образуют протяженный пояс, приуроченный к западному краю платформы и прослеживающийся от центральных районов Украины через Белоруссию и Прибалтику до Приладожья. Образование глубинных разломов, по которым происходило внедрение с больших глубин перегретых сухих магматических расплавов, сопровождалось формированием протяженных троговых структур, в которых шло накопление верхнепротерозойских, а затем палеозойских вулканогенно-осадочных толщ. В структурной приуроченности гранитов рапакиви проявилась определенная унаследованность более древнего тектонического плана. Эти массивы локализованы там, где глубинными разломами, заложившимися в конце раннего протерозоя, пересекались блоки фундамента с наименее зрелой корой континентального

типа. В пределах Украинского щита такими блоками были Приазовский, Ингуло-Ингулецкий и Северо-Западный.

Формация гранитов рапакиви в принятом нами объеме включает биотит-роговообманковые овоидные и безовоидные граниты, менее широко развитые биотитовые граниты повышенной щелочности, а также гранит-порфиры, аплиты и пегматиты, принимающие участие в строении двух довольно крупных массивов: Коростенского и Корсунь-Новомиргородского. Приуроченность этих массивов к разным структурно-формационным районам и определенное различие в соотношении слагающих их пород позволило нам рассматривать их в качестве самостоятельных комплексов.

Особенности формации гранитов рапакиви составляют структурно-тектоническое положение в виде отчетливых дискордантных массивов плитообразной формы, широкое развитие пород со специфической структурой, обусловленной присутствием порфировых выделений калиевого полевого шпата с олигоклазовой оторочкой, а также повышенная железистость пород и слагающих их темноцветных минералов.

Гранитоиды рассматриваемой формации специализированы на цирконий и, значительно меньше, на литий, олово, цинк и медь.

### 5.2.1. КОРОСТЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

Коростенский комплекс объединяет биотит-роговообманковые рапакиви и рапакивиподобные граниты, равномернозернистые и порфировидные лейкократовые биотитовые граниты (лезниковские, устиновские), гранит-порфиры, аплиты и пегматиты, принимающие участие в строении сложного Коростенского плутона. Плутон этот расположен на крайнем северо-западе Украинского щита, примыкая северным и восточным краями к Припятскому прогибу и Днепровско-Донецкой впадине. В плане Коростенский плутон имеет почти изометричную форму, протягиваясь с запада на восток на 150 км и с севера на юг на 110 км; общая его площадь около 12 000 км$^2$.

Геологическое строение Коростенского плутона и слагающие его породы изучались многочисленными исследователями, и различным аспектам его геологии, минералогии, геохимии посвящено более сотни работ. Однако наиболее существенный вклад в его изучение внесли И. А. Морозевич [110], В. Е. Тарасенко [159, 160], В. И. Лучицкий [94, 96], В. С. Соболев [152], А. А. Полканов [122], И. Л. Личак [86, 87], В. П. Бухарев [24, 25] и др.

Примерно четвертую часть плутона составляют массивы анортозитов, габбро-анортозитов и габбро-норитов: Володарск-Волынский (1250 км$^2$), Чеповичский (830 км$^2$), Дубровский (60 км$^2$), Пинязевичский (40 км$^2$), Кривстинский (30 км$^2$), Ушомирский (15 км$^2$). В плане эти массивы изометричны или неправильной формы, а по вертикали каждый из них, судя по геофизическим данным, имеет ограниченную мощность (0,5—3 км). Это субгоризонтальные плитообразные тела с крутопадающими подводящими каналами дайковой формы, образующими прерывистые кольцевые контуры вокруг отдельных массивов или их групп [40]. По данным В. П. Бухарева и В. А. Колосовской [25], такие дайки сложены в основном мелкозернистыми габбро-норитами и приурочены к долгоживущим разломам глубокого заложения, по которым происходило последовательное внедрение дифференциатов магматического расплава, давших начало анортозитам, габбро-анортозитам и габбро-норитам, рапакиви и рапакивиподобным гранитам, габбро-диабазам и диабазам.

Основная масса плутона представлена рапакиви и рапакивиподобными гранитами, подстилающими и перекрывающими пластовые тела анортозитов, а точнее — заключающими их в виде различных по размерам останцов в теле крупной хонолитоподобной интрузии. Некоторые исследователи предполагают, что в теле плутона последовательно чередуются несколько субгоризонтальных плитообразных тел кислых и основных пород [154]. Основанием для такой интерпретации служит наличие гравитационного минимума и нескольких высокоскоростных сейсмических горизонтов в интервале глубин 3—20 км. По мнению же других исследователей, мощность интрузии не превышает 3—6 км, т. е.

она ограничивается поверхностью, где скорость распространения сейсмических волн меняется с 5,9 на 6,8 км/с. Гравитационный же минимум объясняется разуплотнением земной коры, а возможно, и верхней мантии.

Коростенский плутон ограничивается кольцевой системой разломов-сбросов, часть из которых располагается уже за его пределами, во вмещающих породах, а часть — перекрыта гранитоидами плутона. В некоторых случаях по геофизическим данным фиксируется пологое налегание гранитов на вмещающие породы с падением контактовой плоскости под углом до 30° в сторону плутона. Круговая система сбросов центрирована относительно Чеповичского габбро-анортозитового массива, который предположительно располагается над эпицентром глубинного магматического очага.

Вмещающими для пород Коростенского плутона являются интенсивно дислоцированные метаморфические породы раннего протерозоя (тетеревская и, возможно, бугская серии), прорванные гранитоидами житомирского комплекса, а также полого залегающие субплатформенные сланцы и кварцито-песчаники пугачевской серии (конец раннего протерозоя). Зоны непосредственного контакта пород плутона с древними гнейсами и мигматитами практически не обнажены.

Лишь в районе с. Зубринка (юго-западная часть плутона), где на рапакивиподобных гранитах сохранился участок кровли гнейсов и мигматитов мощностью 100—200 м, в обнажениях последних наблюдаются многочисленные прожилки мелко- и среднезернистых аплит-пегматоидных гранитов, пегматитов, зоны ощелачивания и окварцевания, занимающие секущее положение по отношению к сланцеватости и полосчатости вмещающих пород [24].

Основные наблюдения характера взаимоотношений коростенского комплекса с породами рамы получены по скважинам [24, 66]. На контакте основных пород с гнейсо-мигматитовой толщей нередко наблюдаются гибридные породы (зона мощностью до 3—5 м), представленные мигматитоподобной смесью рассланцованных мелкозернистых габбро-норитов и гнейсов. Основные породы плутона на контакте с рапакивиподобными гранитами преобразованы в габбро-монцониты, монцониты и кварцевые монцониты. Сами граниты подвергаются контаминации. В анортозитах отмечаются многочисленные ксенолиты гнейсов и кристаллосланцев бугской серии. Вдоль контакта внедрены мощные дайки светло-серых мелкозернистых биотитовых гранитов (остривских). Контакты рапакивиподобных гранитов с гнейсами и мигматитами резкие, явно интрузивного характера. В зоне эндоконтакта наблюдаются апофизы рапакивиподобных гранитов, проявления окварцевания, микроклинизации и альбитизации в полосе шириной до 50—85 м. Отмечаются признаки ороговикования вмещающих пород. Более отчетливо проявлен этот процесс в толще пугачевских сланцев и кварцито-песчаников, сохранившихся в виде ограниченных по площади останцов (до 0,5—1,5 км²) и многочисленных ксенолитов. В северной части плутона размытая поверхность коростенских гранитов перекрыта вулканитами збраньковской свиты овручской серии.

В составе коростенского комплекса преобладают роговообманко-биотитовые мелкоовоидные рапакивиподобные граниты, известные под названиями коростенских, россоховских, норинских, степановских и др. (табл. 34). Они обнажаются в бассейне р. Уж и ее левого притока р. Жерев, в остальных частях плутона вскрываются скважинами. Это красновато-бурые и серовато-красные, а на глубине зеленовато-серые большей частью порфировидные породы с мелко-, средне- и крупнозернистой основной массой. Минеральный состав (%): калиевый полевой шпат — 50—60; кварц — 25—30; плагиоклаз — 10—25; биотит — 0,5—5; роговая обманка — 0,5—4; пироксен, оливин — до 1.

Приконтактовая фация гранитов представлена разновидностью с низким содержанием кварца (20—25 %) и калиевого полевого шпата (35—50 %). Структура гранитов порфировидная с аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой или гранулитовой структурой основной массы. На контакте с песчаниками пугачевской серии граниты приобретают гранофировую структуру.

Крупноовоидные роговообманко-биотитовые рапакиви в пределах плутона развиты ограниченно. Они слагают линзообразный массив длиной до 25 км,

Таблица 34. **Химический состав пород коростенского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72,16 | 69,44 | 68,92 | 70,07 | 73,09 | 66,03 | 73,77 | 72,86 |
| $TiO_2$ | 0,26 | 0,33 | 0,47 | 0,43 | 0,23 | 0,48 | 0,17 | 0,26 |
| $Al_2O_3$ | 13,04 | 13,53 | 13,73 | 13,69 | 13,06 | 15,82 | 12,81 | 13,59 |
| $Fe_2O_3$ | 1,28 | 1,01 | 0,69 | 0,98 | 0,99 | 1,19 | 0,99 | 0,48 |
| FeO | 2,13 | 3,89 | 3,94 | 3,42 | 2,07 | 3,48 | 1,76 | 2,24 |
| MnO | 0,13 | 0,13 | 0,06 | 0,09 | 0,04 | 0,08 | 0,08 | 0,04 |
| MgO | 0,38 | 0,70 | 0,62 | 0,52 | 0,39 | 0,44 | 0,55 | 0,40 |
| CaO | 1,32 | 1,38 | 1,70 | 1,52 | 1,05 | 1,39 | 1,45 | 0,77 |
| $Na_2O$ | 3,16 | 3,16 | 3,42 | 3,19 | 3,17 | 3,94 | 4,74 | 3,33 |
| $K_2O$ | 5,31 | 4,90 | 5,57 | 5,17 | 5,17 | 6,01 | 4,74 | 5,05 |
| $P_2O_5$ | 0,07 | 0,15 | 0,13 | 0,17 | 0,12 | 0,19 | 0,05 | 0,09 |
| $H_2O$ | — | — | 0,31 | 0,39 | 0,33 | 0,47 | 0,16 | 0,58 |
| *Сумма* | 99,24 | 98,62 | 99,56 | 99,64 | 99,71 | 99,52 | 101,22 | 99,65 |
| $f_{общ}$ | 87,3 | 82,3 | 82,4 | 85,5 | 84,1 | 88,6 | 79,0 | 81,5 |

Примечание. *Породы:* 1 — рапакиви (среднее по 21 анализу) [146]; 2 — рапакивиподобные, меланократовые граниты (среднее по 16 анализам) [146]; 3 — рапакивиподобные пироксен-амфиболовые граниты (среднее по 17 анализам) [146]; 4 — рапакивиподобные биотит-амфиболовые граниты (среднее по 44 анализам) [146]; 5 — рапакивиподобные биотитовые граниты (среднее по 40 анализам) [146]; 6 — граносиениты (среднее по 8 анализам) [146]; 7 — лезниковские граниты (среднее по 5 анализам) [146]; 8 — аплит-пегматоидные граниты (среднее по 16 анализам) [146].

приуроченный к северо-восточной части Володарск-Волынского массива габбро-анортозитов и контролируемый Центральной зоной разломов северо-западного простирания. Обнажения их известны в районе г. Малин (села Пинязевичи, Городище) и в окрестностях сел Буки, Потиевка, Гута-Потиевка, Теренцы, Ставки.

Это зеленовато-серая и красно-бурая массивная порода, состоящая из крупных (до 2—5 см) овоидов микроклина с олигоклазовой каемкой, заключенных в среднезернистую основную массу. Последняя состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и биотита; почти постоянно в небольших количествах (до 1—2 %) присутствуют моноклинный пироксен и оливин; вторичные минералы: хлорит, карбонат, серпентин, пренит, серицит; акцессорные: магнетит, ильменит, флюорит, циркон, апатит, ортит, турмалин, сфен.

В пределах этого же массива развиты равномернозернистые, местами нечеткопорфировидные существенно биотитовые рапакиви (рыхтинские), образующие цепочку небольших (1—13 км²) штокообразных тел, тоже контролируемых Центральной зоной разломов. Обнажаются они по р. Рыхта (левый приток р. Тростяница). В окрестностях г. Радомышль развит рапакиви с характерной гранофировой структурой. Возле с. Сычавка описан существенно пироксеновый рапакиви.

В северо-западной части Коростенского плутона довольно широко развиты биотитовые гранит-порфиры — розовые, буровато-розовые, местами черные мелкозернистые породы с порфировой структурой. Гранит-порфиры образуют многочисленные дайки и штокообразные тела среди рапакивиподобных гранитов, иногда среди вмещающих гнейсов и мигматитов.

К коростенскому комплексу в значительной степени условно относятся также розово-красные среднезернистые биотитовые граниты, образующие небольшой массив в юго-западной части плутона, в окрестностях сел Лезники и Топорище (лезниковские граниты), которые по некоторым признакам (акцессорная минерализация, содержание элементов-примесей) несколько приближаются к субщелочным гранитам пержанского и каменномогильского комплексов. Такое же неопределенное положение занимают устиновские биотитовые граниты, образующие массив площадью около 130 км² в крайней северо-западной части плутона [10]. Выходы этих гранитов наблюдаются по обоим берегам р. Перга между селами Устиновка и Замисловичи, по р. Ракитная (приток р. Перга) от устья до с. Рудня-Озерянская и на водоразделе рек Перга и Уборть от с. Устиновка на запад до с. Юровое и на юг до с. Шебедиха. Граниты имеют интрузивные контакты с вулканитами клесовской серии и вмещают многочис-

ленные их ксенолиты (от 10 до 50 см) линзовидной и округлой формы, с оплавленными краями. Некоторые исследователи были склонны объединять устиновские граниты с осницкими; И. Л. Личак отмечал их промежуточное положение между коростенским, осницким и гержанским комплексами. Однако последние исследования, основанные на изучении щелочных полевых шпатов из гранитоидов северо-западной части Украинского щита [135], подтвердили все же их принадлежность к коростенскому комплексу.

Весьма характерной особенностью коростенского комплекса является приуроченность к нему тел камерных пегматитов, вмещающих крупные монокристаллы топаза, мориона, дымчатого кварца и других минералов. Большинство пегматитовых жил приурочено к западному контакту Володарск-Волынского массива габбро-анортозитов с рапакивиподобными гранитами [78].

Калиевые полевые шпаты в гранитоидах коростенского комплекса весьма разнообразны по составу и структуре. В типичных рапакиви чаще всего они представлены промежуточным ортоклазом и высоким микроклином, в рапакивиподобных гранитах — промежуточным микроклином, а в лезниковских, устиновских и емельяновских гранитах — максимальным микроклином. Для последних характерна совершенная двойниковая решетка сплошного развития, в лезниковских гранитах широко распространены калиевые полевые шпаты с простым двойникованием. Для преобладающей массы рапакиви и рапакивиподобных гранитов двойниковая решетка не характерна; лишь в малинских и россоховских гранитах участками развита несовершенная решетка сноповидного или клеточного типа.

Пертиты в характеризуемых калиевых полевых шпатах неориентированные, несовершенные, ветвистые и пятнистые. В некоторых типах гранитов встречаются совершенные и среднесовершенные дисковидные и линзовидные пертиты; распределение их сплошное, кое-где зональное. Для более совершенных пертитов характерно участковое распределение. Содержание пертитовых вростков до 30—40 %. Средний состав калиевого полевого шпата в биотит-амфиболовых рапакиви и рапакивиподобных гранитах — $Or_{65}Ab_{33}An_2$, в биотитовых рапакивиподобных гранитах — $Or_{64}Ab_{34}An_2$, в лезниковских гранитах — $Or_{64}Ab_{34,5}An_{1,5}$, в устиновских — $Or_{82}Ab_{17}An_1$, в гранит-порфирах — $Or_{71}Ab_{28}An_1$. Среднее содержание элементов-примесей в калиевых полевых шпатах из гранитов коростенского комплекса (г/т): Ba — 612; Rb — 408; Sr — 17; Li — 4,28; Cs — 2,27. Калиевый полевой шпат из рапакиви коростенского комплекса имеет весьма стабильные и определенные термолюминесцентные характеристики: интенсивность природной термолюминесценции 60—1150 усл. ед.; рентгеновской — 730—3300 усл. ед. Для рапакивиподобных гранитов эти значения заметно ниже (30—470 и 30—1650), а для гранитов других типов и гранит-порфиров еще ниже (20—300 и 100—1400) [209].

Плагиоклаз в типичных рапакиви имеет обычно зональное строение, в центре зерен — андезин, по периферии — олигоклаз. Олигоклаз (№ 16—22) образует также сплошную или прерывистую каемку вокруг порфировидных выделений калиевого полевого шпата. Нередко вместо такой каемки развиты пойкилопегматитовые вростки кварца.

Роговая обманка буровато-зеленая, часто зональная. В ассоциации с роговой обманкой нередко находится бесцветный амфибол грюнеритового типа, выделенный В. И. Лучицким в особую разность под названием киевит.

Биотит бурый или зеленовато-бурый, почти непрозрачный, с очень высокой железистостью (70—90 %, преобладающая — 80—90 %). Биотиты из рапакиви отличаются от биотитов из других типов гранитов этого же комплекса очень низкой глиноземистостью ($Al_{VI}$ = 0,05—0,12 форм. ед.), высоким содержанием титана (0,15—0,21 форм. ед.) и пониженным содержанием щелочей, особенно натрия.

Оливин, который часто контактирует непосредственно с кварцем, а иногда образует скопления мелких зерен, представлен высокожелезистым фаялитом.

На протяжении почти всей первой половины нынешнего столетия породы коростенского комплекса относились к позднему протерозою и сопоставлялись с аналогичными образованиями Финляндии и Швеции. В конце 40-х гг.

В. И. Лучицкий [96] высказал мнение об их палеозойском возрасте, основываясь на присутствии в составе комплекса щелочных метасоматитов, неправильно сопоставленных с камптонитами и мончикитами Восточного Приазовья, прорывающими каменноугольные отложения. Однако в настоящее время протерозойский возраст коростенского комплекса можно считать убедительно доказанным. Прежде всего, получены надежные геологические данные о залегании на размытой поверхности пород коростенского комплекса платформенных отложений овручской серии, однозначно датируемых как позднепротерозойские. Для самого коростенского комплекса различными изотопно-геохимическими методами получены датировки от 2000 до 1100 млн. лет. Среди многочисленных определений возраста калий-аргоновым методом преобладают значения 1660—1640 млн. лет, определенные по биотиту. С ними сопоставимы отдельные значения, полученные уран-торий-свинцовым методом по цирконам из гранитов рапакиви — 1760—1600 млн. лет [65]. Результаты определения возраста гранитов рапакиви изохронными методами приведены в гл. 7.

Мы разделяем мнение о магматическом образовании гранитов рапакиви, изложенное в одной из последних работ [26]. Правда, нам представляется, что ряд геологических фактов, в частности резкое преобладание в составе массива гранитоидных пород, трудно объяснить с позиций магматической дифференциации исходной базальтовой магмы. Безусловно, большую роль в формировании гранитной магмы играли процессы ассимиляции вмещающих пород. Вероятнее всего, основной объем магматического очага образован в гранитной коре, за счет ее предварительной метасоматической переработки и последующего переплавления.

### 5.2.2. КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКИЙ КОМПЛЕКС

Корсунь-новомиргородский комплекс объединяет биотит-роговообманковые рапакиви и рапакивиподобные граниты, биотитовые мелко- и среднезернистые граниты (искренские), а также жильные аплитоидные и аплит-пегматоидные граниты. Они слагают большую часть Корсунь-Новомиргородского плутона, изучением которого в разное время занимались В. И. Лучицкий [92, 94], В. Е. Тарасенко [160], И. Л. Личак [86, 87], Ю. В. Кононов [67] и др.

Гранитоиды в составе плутона занимают около 75 % по площади. Остальные 25 % приходятся на долю габбро-анортозитов и габбро-норитов, а также гибридных пород монцонитового ряда, образующих несколько массивов в средней и южной частях плутона: Новомиргородский (720 км²), Городищенско-Смелянский (520 км²), Маловисковский (200 км²), Межириченский (50 км²). Общая площадь всего плутона около 6000 км²; с севера на юг он вытянут на 120 и с запада на восток — на 55 км. Городищенско-Смелянским габбро-анортозитовым массивом плутон делится на две почти равные части, близкие в плане к изометрическим. Северная часть окаймляется с юга двумя массивами основных пород и примыкающими к ним зонами рапакивиподобных гранитов. Южная часть плутона окаймляется с юга Новомиргородским и Маловисковским массивами габбро-анортозитов. В этой же части плутона развиты искренские граниты, а также контаминированные разности рапакиви, обогащенные пироксеном и оливином.

Вмещающими для пород корсунь-новомиргородского комплекса являются гнейсы и мигматиты ингуло-ингулецкой серии и гранитоиды новоукраинского комплекса (ранний протерозой). Из-за плохой обнаженности взаимоотношения их изучены слабо. Во многих случаях контакт плутона с рамой тектонический; в отдельных местах наблюдаются явно интрузивные взаимоотношения с проявлением в ореолах плутона признаков контактового метаморфизма [48]. В зоне контакта наблюдается тесная перемежаемость перекристаллизованных, ороговикованных, местами обогащенных кордиеритом вмещающих гнейсов и контаминированных, гибридных рапакивиподобных гранитов, а также обильные инъекции жильных фаций. Во вмещающих породах развиваются наложенные генерации высокожелезистого биотита, роговой обманки, пироксена, появляются кварц-полевошпатовые агрегаты с гранофировой и гипидиоморфнозернистой

Таблица 35. **Химический состав пород корсунь-новомиргородского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72,27 | 72,50 | 71,01 | 59,94 | 73,89 | 74,45 |
| $TiO_2$ | 0,40 | 0,43 | 0,38 | 1,19 | 0,25 | 0,27 |
| $Al_2O_3$ | 12,98 | 13,07 | 13,73 | 14,57 | 13,00 | 12,70 |
| $Fe_2O_3$ | 0,70 | 0,67 | 0,55 | 2,93 | 0,70 | 0,30 |
| FeO | 2,69 | 2,69 | 3,12 | 7,70 | 2,03 | 2,42 |
| MnO | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,10 | 0,07 | 0,08 |
| MgO | 0,70 | 0,89 | 0,72 | 1,06 | 0,78 | 0,49 |
| CaO | 1,51 | 1,39 | 1,24 | 3,84 | 1,28 | 0,75 |
| $Na_2O$ | 2,85 | 2,52 | 3,00 | 2,89 | 2,79 | 2,96 |
| $K_2O$ | 5,24 | 5,27 | 4,92 | 3,78 | 4,60 | 5,19 |
| $P_2O_5$ | 0,18 | 0,09 | 0,22 | 0,31 | 0,13 | 0,07 |
| $H_2O^-$ | 0,04 | — | 0,09 | 0,55 | 0,09 | 0,27 |
| $CO_2$ | 0,03 | 0,11 | 0,04 | 0,18 | 0,02 | 0,04 |
| *Сумма* | 99,62 | 99,68 | 99,06 | 99,04 | 99,63 | 99,99 |
| $F_{общ}$ | 59,5 | 71,4 | 77,0 | 87,4 | 70,3 | 77,4 |

Примечание. *Породы:* 1 — меланократовые рапакиви (среднее по 34 анализам) [146]; 2 — лейкократовые рапакиви (среднее по 5 анализам) [146]; 3 — рапакивиподобные граниты (среднее по 14 анализам) [146]; 4 — монцониты и кварцевые монцониты (среднее по 22 анализам) [146]; 5 — аплиты и аплитовидные граниты (среднее по 5 анализам) [146]; 6 — пегматоидные граниты (среднее по 11 анализам) [146].

структурой. Вдоль контактов рапакиви с основными породами плутона развиваются зоны монцонитов и кварцевых монцонитов. К этим же контактам нередко приурочены тела искренских биотитовых гранитов, которые образуют также секущие дайки в рапакиви вне связи с основными породами. Высказывается предположение, что эти граниты являются палингенными образованиями, сформированными в результате воздействия магмы основного состава на более ранние граниты рапакиви [84]. Мнение о более позднем образовании основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона высказывалось и ранее [205], однако оно не разделяется большинством исследователей и не подтверждается фактическим материалом, полученным при проведении здесь геолого-съемочных работ.

Внутреннее и, в частности, глубинное строение Корсунь-Новомиргородского плутона изучено слабо. Высказывается предположение о существенной роли в его строении кольцевых структур. По крайней мере, тела габбро-норитов располагаются, как правило, по периферии габбро-анортозитовых массивов, образуя иногда почти сплошное кольцевое обрамление. Овальную форму имеют северная и южная половины всего плутона, частично обрамленные по периферии массивами основных пород.

Граниты рапакиви, играющие главную роль в строении Корсунь-Новомиргородского плутона, обнажаются по р. Рось в районе г. Корсунь-Шевченковский, р. Ольшанка (г. Городище), в окрестностях г. Шпола и далее к востоку по р. Ташлык, а также в окрестностях г. Ново-Миргород. Ю. В. Кононов [67] выделяет среди них несколько разновидностей: зеленовато-серые крупноовоидные; розово-серые и розовые среднеовоидные; зеленовато-серые мелкоовоидные и безовоидные. Крупноовоидные граниты приурочены преимущественно к центральной части плутона, сменяясь ближе к контактам средне- и мелкоовоидными.

Среди преобладающей массы рапакиви с содержанием темноцветных минералов до 8—10 % встречаются полосы и участки неправильной формы с повышенным содержанием амфиболов, окрашенные в несколько более темные тона. В крупноовоидном рапакиви (корсуньский тип, по В. И. Лучицкому) овоиды или крупные ограненные кристаллы калиевого полевого шпата (до 2,5—3,5, иногда 10 см) со сплошной или прерывистой каймой олигоклаза размещаются в среднезернистой основной массе, состоящей из микроклина, кварца, плагиоклаза, амфибола и биотита; в подчиненных количествах присутствуют оливин и клинопироксен. Вторичные минералы: кальцит, хлорит, эпидот, иддингсит,

серицит; акцессорные: флюорит, апатит, циркон, ортит, рутил, сфен, ильменит, турмалин.

Подчиненным развитием пользуются безовоидные рапакивиподобные граниты, среди которых выделяются розово-серые и серые, преимущественно биотитовые, с микропегматитовой структурой и зеленовато-серые, розово-серые и серые биотит-амфиболовые с гранофировой структурой. Обнажения их известны в окрестностях сел Вязовка, Бурты, Ротмистровка и др. (табл. 35).

Переходы между разными типами гранитов постепенные. Очень часто в одном обнажении или карьере гранит содержит овоиды калиевого полевого шпата разных размеров — от крупных до мелких. Количество их тоже очень непостоянно; в типичном рапакиви овоиды располагаются очень густо, буквально касаясь друг друга и образуя своеобразную криптовую структуру. В рапакивиподобных гранитах встречаются не более одного овоида на 100 см² породы.

Калиевый полевой шпат в гранитах корсунь-новомиргородского комплекса представлен промежуточным ортоклазом или микроклином с рентгеновской триклинностью 0—0,65. Двойниковая решетка обычно не характерна. Пертиты крупные, несовершенные, ветвистые, шнуровидные и пятнисто-ветвистые, изредка встречаются небольшие среднесовершенные линзовидные пертиты. Содержание пертитовых вростков до 35 %. Средний состав калиевого полевого шпата — $Or_{72}Ab_{26}An_2$. Природная люминесценция калиевого полевого шпата из гранита рапакиви составляет 300—670 усл. ед., а из рапакивиподобных гранитов — 6—390 усл. ед., т. е. заметно ниже, чем для калиевого полевого шпата из гранитов коростенского комплексов. Рентгеновская термолюминесценция составляет соответственно 1100—4000 и 10—1600 усл. ед. [209].

Возраст гранитов рапакиви корсунь-новомиргородского комплекса, определенный уран-торий-свинцовым методом по цирконам, составляет 1800—1620 млн. лет, т. е. в общем совпадает с возрастом коростенского комплекса.

# ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА

Устойчивый платформенный режим установился на территории Украинского щита с начала позднего протерозоя. Этот этап геологической истории характеризуется локальным и сравнительно слабым проявлением интрузивного магматизма основного и кислого состава, выразившегося в формировании дайковых пород и малых гранитных интрузий каменномогильского и пержанского комплексов. Гранитоидный платформенный магматизм, проявившийся исключительно на юго-восточной и северо-западной окраинах Украинского щита, сопровождался интенсивными метасоматическими преобразованиями (грейзенизация, окварцевание).

## 6.1. ФОРМАЦИЯ СУБЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

К этой формации относятся лейкократовые обогащенные калием граниты каменномогильского и пержанского комплексов, которые, несмотря на локальное развитие, представляют большой металлогенический интерес; с этими комплексами связаны значительные проявления редкометальной минерализации. Субщелочные гранитоиды платформенного этапа обогащены рубидием, цирконием и ниобием, бериллием и литием, иттрием и редкими землями, ураном и торием. Заметно повышено в них также содержание молибдена, олова и свинца; граниты пержанского комплекса специализированы также на цинк.

### 6.1.1. КАМЕННОМОГИЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Субщелочные порфировидные биотитовые и мусковит-биотитовые граниты каменномогильского комплекса локально развиты в пределах Восточного Приазовья, слагая три разобщенных массива — Каменномогильский, Екатериновский и Стародубовский. Эти массивы представляют собой небольшие штокообразные тела, характеризующиеся четкими секущими контактами с вмещающими их раннепротерозойскими гнейсами и мигматитами.

Геологию, минералогию и петрографию этого комплекса исследовали И. Г. Сагайдак [141], В. И. Кузьменко [76], В. Н. Гладкий [41, 42], Ю. Ю. Юрк и другие [231, 232], Д. П. Виноградов [31], З. М. Ляшкевич [102], В. К. Осадчий, В. П. Куц [119] и многие др.

В верховьях р. Каратыш в виде двух хребтовидных поднятий северо-западного простирания обнажаются граниты одного из наибольших массивов — Каменных Могил, занимающего площадь около 110 км². Массив представляет собой в плане овальное, вытянутое с юго-востока на северо-запад штокообразное тело, приуроченное к участку пересечения Каменномогильской зоны повышенной трещиноватости с субмеридиональным Приазовским глубинным разломом.

*Екатериновский массив (площадь около 80 км²) выходит на дневную поверхность* в верхнем течении р. Кальчик у с. Екатериновка в виде скальных выходов по обоим берегам реки. Северная часть массива вскрыта скважинами; здесь кристаллический фундамент погружен на значительную глубину под рыхлые отложения Конкско-Ялынской впадины. В плане массив имеет почти изометрическую форму и приурочен к узлу пересечения трех тектонических структур: *Мало-Янисольской зоны повышенной трещиноватости северо-западного направления*, субширотного Зачатьевского сброса и Мануильского субмеридионального разлома.

Стародубовский массив расположен в среднем течении р. Берда, недалеко от места впадения в нее р. Каратыш, восточнее с. Стародубовка. В отличие от предыдущих двух массивов он не имеет выхода на дневную поверхность, *полностью перекрываясь суглинками, глинами и песками четвертичного возраста* мощностью 5—11 м. Форма его в плане неправильная, овальная, размер около 4,5 км². Это дискордантная малая интрузия, расположенная в осевой части Центрально-Приазовского синклинория и приуроченная к пересечению двух тектонических зон северо-западного и субмеридионального простирания.

Особенностью всех трех массивов является широкое развитие процессов кислотного и щелочного метасоматоза (альбитизация и грейзенизация). Развитие процессов автометасоматоза обусловило зональное строение массивов. Центральные их части сложены преимущественно более крупнозернистыми, местами пегматоидными разновидностями розовых и серых гранитов, а периферические — мелкозернистыми мусковитизированными и грейзенизированными разностями.

Вблизи контакта гранитов с мигматитами часто образуются зоны мощностью до 30 м и больше, сложенные биотитизированным такситовым гранитом [102] — обогащенной биотитом породой с характерной такситовой текстурой. Ближе к контакту обогащенный биотитом гранит сменяется либо микроклинизированным, либо грейзенизированным крупнозернистым гранитом. Здесь же, в зоне эндоконтакта, наблюдаются маломощные (10—25 см) линзовидные тела флюорит-кварц-мусковитового грейзена, пространственно связанные с пегматитами. Обычно они окаймляются зонами мусковит-альбитового гранита, альбитизированного гранита и мусковитового гранита, обогащенного кварцем; мощность первых двух измеряется сантиметрами, последнего достигает нескольких метров. Иногда ядерные участки грейзеновых тел выполнены серым крупнозернистым кварцем. С глубиной степень грейзенизации гранитов затухает, и в 80 м от поверхности они совсем не изменены. Массивы секутся довольно многочисленными дайками аплита, кварцевыми и пегматитовыми жилами.

По данным Н. А. Елисеева и других [51], ориентировка порфировидных вкрапленников калиевого полевого шпата и шлиров биотита в гранитах повторяет в плане конфигурацию массивов и подчеркивает их сводовое строение.

Преобладающая разность каменномогильских гранитов представляет собой розовую средне- и крупнозернистую неяснопорфировидную массивную породу. Порфировые вкрапленники (до 3—4 см) представлены калиевым полевым шпатом, часто с пятнистыми сегрегационно-метасоматическими пертитами. Основная масса сложена плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем примерно в равных количествах (по 25—30 %); содержание биотита обычно не превышает 5—8 %; почти постоянно присутствует мусковит. Акцессорные минералы: флюорит, топаз, ксенотим, касситерит, циркон, сфен, торит, апатит, циннвальдит, монацит, колумбит, вольфрамит, гранат, барит, магнетит, ильменит.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином и микроклин-пертитом. Для последнего характерна несовершенная, решетчатая структура участкового развития, шахматно-пятнистого типа; содержит до 5 % пертитовых вростков пятнистого и призматического облика. Средний состав микроклина — $Or_{74}Ab_{25}An_1$. Содержание элементов-примесей (г/т): Rb — 800; Cs — 1,2; Ba — 80; Sr — 30; Li — 10. Рентгеновская триклинность составляет 0,95; интенсивность природной термолюминесценции — 175, рентгеновской — 205 усл. ед. [209].

Плагиоклаз по составу отвечает альбиту (№ 3—5), реже — альбит-олигоклазу (до № 15). Наблюдаются зональные плагиоклазы с более основным ядром и существенно альбитовой оторочкой.

Таблица 36. **Химический состав пород и минералов каменномогильского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69,58 | 70,61 | 73,62 | 75,32 | 79,78 | 37,46 | 35,41 | 45,77 |
| $TiO_2$ | 0,18 | 0,12 | 0,25 | 0,03 | 0,18 | 0,68 | 1,50 | 0,06 |
| $Al_2O_3$ | 12,65 | 15,04 | 11,86 | 14,72 | 10,58 | 21,49 | 22,26 | 35,29 |
| $Fe_2O_3$ | 0,83 | 0,68 | 0,45 | 0,38 | 0,26 | 6,42 | 3,77 | 2,64 |
| FeO | 3,84 | 0,22 | 1,88 | 0,83 | 0,50 | 16,85 | 24,02 | 1,43 |
| MnO | 0,12 | 0,02 | 0,01 | — | 0,01 | 0,26 | 0,25 | 0,03 |
| MgO | 0,59 | 0,10 | 0,74 | — | 0,14 | 0,24 | 0,24 | — |
| CaO | 2,06 | 1,51 | 1,26 | 0,65 | 0,69 | 0,15 | — | 0,21 |
| $Na_2O$ | 3,40 | 1,73 | 2,60 | 2,94 | 3,24 | 0,22 | 0,15 | 0,25 |
| $K_2O$ | 4,96 | 6,70 | 4,73 | 3,78 | 3,96 | 8,25 | 8,20 | 9,40 |
| $P_2O_5$ | 0,06 | 0,09 | 0,07 | — | 0,06 | 0,02 | — | — |
| $SO_3$ | 0,05 | 0,05 | 0,99 | — | 0,03 | — | — | — |
| $H_2O^-$ | 0,06 | 0,18 | 0,23 | 0,01 | — | 0,30 | — | — |
| П. п. п. | 1,49 | 2,93 | 0,61 | 1,06 | 0,50 | 4,85 | 3,59 | 4,71 |
| $Li_2O$ | — | — | — | — | — | — | 0,49 | 0,02 |
| F | — | — | 0,10 | — | — | 3,50 | 0,12 | 0,18 |
| $CO_2$ | 0,17 | 0,31 | — | — | — | — | — | — |
| *Сумма* | 100,04 | 100,29 | 99,40 | 99,72 | 99,93 | 100,69 | 100,0 | 99,99 |
| $F_{общ}$, $f$ | 83,1 | 86,4 | 68,5 | 100,0 | 81,3 | 98,5 | 98,7 | 100,0 |

Примечание. *Породы*: 1 — мелкозернистый гранит; заповедник Каменные Могилы (кол. В. К. Осадчего); 2 — аплитовидный гранит; с. Стародубовка (кол. В. К. Осадчего); 3 — крупнозернистый гранит; с. Екатериновка (кол. В. К. Осадчего); 4 — крупнозернистый гранит; заповедник Каменные Могилы [232]; 5 — среднезернистый гранит; с. Стародубовка (кол. В. К. Осадчего). *Минералы:* 6 — биотит из *гранита; заповедник Каменные Могилы* [232]; 7 — *биотит из крупнозернистого гранита; с. Екатериновка* [232]; 8 — мусковит из грейзенизированного гранита; заповедник Каменные Могилы [232].

Биотит характеризуется высоким содержанием алюминия, что указывает на присутствие в его составе мусковитового компонента в количестве до 20—50 %. Железистость биотита находится в пределах 90—98 %.

Среди акцессорных минералов выделяются три генерации. Наиболее ранняя, отвечающая магматической стадии, включает циркон, сфен, ортит, магнетит, ильменит, чевкинит; на высокотемпературной метасоматической стадии образовались флюорит, малакон, колумбит, торит; с гидротермальной стадией связано появление сульфидов, гематита, барита, касситерита.

Циркон полупрозрачный, желтый, образует мелкие призматические-бипирамидальные кристаллы цирконового типа с удлинением около 2; зерна имеют зональное строение, нередко с метамиктным ядром.

Топаз, содержание которого достигает 2000 г/т, образует мелкие бесцветные кристаллы; в пегматитах он имеет голубую, желтоватую и розовую окраску.

Флюорит — наиболее распространенный акцессорный минерал комплекса; его содержание в грейзенизированных гранитах достигает 10 кг/т и более. Обычно образует неправильные выделения размером до 0,5 мм, приуроченные к межзерновым участкам. Окраска его фиолетовая, разной интенсивности; более поздние генерации флюорита имеют более светлую окраску. В наиболее поздних прожилках пегматитов, в кварцевых и карбонатных жилках наряду с бледно-фиолетовым встречается светло-зеленый флюорит.

Для химического состава каменномогильских гранитов (табл. 36) характерно высокое содержание кремнекислоты (до 75—78 %), щелочей (до 8—9 %) при заметном преобладании калия над натрием и некоторая пересыщенность глиноземом (повышенные до 15—17 значения характеристики *a*, по А. Н. Заварицкому).

Возраст гранитов каменномогильского типа первоначально считался палеозойским (или даже предположительно мезозойским) на том основании, что они прорывают дайковые породы, сходные внешне с палеозойскими дайками Донбасса. В противоречии с этими представлениями оказались уже первые определения возраста гранитов калий-аргоновым методом по полевым шпатам (1070—980 млн. лет). И. Д. Царовский [199] доказал, что прорываемые каменномогильскими гранитами дайки кварцевых порфиров по составу и по возрасту (1480—1440 млн. лет) относятся к протерозойскому сиенитовому комплексу,

к завершающим этапам формирования которого были отнесены и сами каменномогильские граниты. В последней официально принятой стратиграфической схеме докембрия Украинского щита каменномогильский комплекс отнесен к позднему протерозою и параллелизуется с пержанскими метасоматическими образованиями.

### 6.1.2. ПЕРЖАНСКИЙ КОМПЛЕКС

К пержанскому комплексу нами отнесены субщелочные средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые, эгириновые и рибекитовые граниты, локализованные в пределах Сущано-Пержанской тектонической зоны позднепротерозойской активизации на крайнем северо-западе Украинского щита. Л. С. Галецкий [32] выделяет в составе этого комплекса значительно более широкую гамму пород, в частности: основные породы; меланократовые сиениты и сиенит-монцониты, лейкократовые эгирин-арфведсонитовые сиениты; мелко- и среднезернистые порфировидные граниты (львовковские); крупнозернистые пегматоидные граниты (хочинские); среднезернистые гранофировые, иногда овоидные граниты; мелкозернистые граниты и гранит-порфиры; аплиты, жильные микрограниты и кварцевые порфиры; собственно пержанские граниты (апограниты); разнообразные метасоматиты и грейзены.

Отнесение всех перечисленных пород к пержанскому комплексу вряд ли оправдано, что и оспаривается некоторыми исследователями. Так, Н. А. Беспалько [11] в апогранитовую формацию объединяет лишь собственно пержанские апограниты и гранит-порфиры, представляющие их жильную фацию, а также связанные с ними метасоматические и гидротермальные образования. Сиениты и щелочные сиениты, по ее мнению, образуют самостоятельные формации; сырницкие, львовковские и гранофировые граниты она относит к коростенскому комплексу, а основные породы — частично тоже к коростенскому, а частично — к осницкому комплексу.

Пержанский комплекс в принятом нами объеме (граниты пержанские, сырницкие, хочинские, львовковские и гранит-порфиры) слагает вытянутый с юго-запада на северо-восток (вдоль Сущано-Пержанской зоны) массив площадью около 200 км². Кроме того, выделяется несколько значительно меньших по размеру массивов и линзовидных тел, приуроченных к той же тектонической зоне. Типичные пержанские апограниты обнажаются по р. Уборть от с. Перга до с. Рудня-Хочинская и по р. Перга от устья до с. Рудня-Пержанская. Северная часть массива, примыкающая к границе Сущано-Пержанской зоны, сложена средне- и крупнозернистыми хочинскими гранитами, а юго-западная — средне- и мелкозернистыми львовковскими гранитами. Сырницкие граниты прослеживаются в виде полосы шириной 2—10 км вдоль северного контакта Коростенского плутона юго-западнее с. Вильча. Граниты наблюдаются в многочисленных обнажениях по долинам речек между селами Сущаны, Юрово, Рудня-Пержанская. Собственно пержанские апограниты слагают центральную часть массива площадью около 30 км². К ним со всех сторон примыкают довольно широкие зоны интенсивно измененных (альбитизированных, грейзенизированных) гранитов. Еще дальше следуют зоны (по ширине превышающие 2 км) катаклазированных гранитов без явных признаков метасоматического преобразования.

Таким образом, между типичными пержанскими апогранитами и вмещающими их гранитоидами других типов наблюдаются обычно постепенные переходы, и в первых часто сохраняются признаки их метасоматического замещения. Вместе с тем наблюдаются и резкие границы; особенно это характерно для самой центральной части массива, представленной однородными массивными гранитами без реликтов вмещающих пород.

Вмещающими породами для пержанского комплекса являются раннепротерозойские габброиды, гранитоиды осницкого и коростенского комплексов и вулканиты клесовской серии. Габброиды и гранитоиды осницкого комплекса обрамляют массив пержанских гранитов с севера и запада, а гранитоиды коростенского комплекса — с юга и юго-востока. Непосредственные контакты, как правило, тектонические. Среди львовковских гранитов наблюдаются не-

большие ксенолиты порфиритов, кварцевых порфиров, фельзитов и дацитовых порфиритов. В центральной части массива располагается изометрическое в плане тело сиенитов (Ястребецкий массив), которые окаймляются мелкозернистыми гранитами; очевидно, это крупный останец более древних пород (коростенский комплекс?), а мелкозернистые граниты представляют собой краевую фацию пержанских гранитов.

В центральной части гранитного массива широко развиты метасоматиты разного состава: полевошпатовые, кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-слюдяные и слюдяно-кварцевые (грейзены). Обычно они образуют жилоподобные тела мощностью до 1—2 м среди разгнейсованных гранитов или приурочены к приконтактовым участкам пород разного состава.

Пержанские граниты сопровождаются своеобразным жильным комплексом, в составе которого преобладают гранит-порфиры, образующие согласные с гнейсовидностью гранитов жилоподобные тела с резкими контактами. Распространены также жильные тела аплитов, мелкозернистых гранитов, микроклинитов и альбититов.

Пержанский апогранит представляет собой массивную или гнейсовидную от мелко- до крупнозернистой, почти всегда порфировидную породу красновато-розового, буровато-розового или светло-серого цвета. Гнейсовидная, местами полосчатая текстура гранита обусловлена локализацией линзовидных участков и полос, обогащенных биотитом и кварцем. Структура гранита меняется от бластогранитовой и бластоцементной до бластомилонитовой и порфиробластовой. Порфиробласты размером до 0,6—0,8 см представлены микроклин-пертитом, который обычно преобладает в составе гранита (до 50—75 %). Содержание кварца очень неравномерное (от 15 до 60, в среднем 20—40 %); другие породообразующие минералы (%): альбит — 5—10, иногда до 40; биотит — до 8; ферримусковит; эгирин — 3—5; изредка встречаются рибекит и арфведсонит. В зависимости от состава темноцветных минералов среди пержанских гранитов выделяются разности: сидерофиллитовые (наиболее распространенные), эгириновые, арфведсонитовые, рибекитовые. Вторичные минералы: мусковит, апофиллит, криолит, каолинит.

Львовковский гранит, представляющий краевую фацию пержанского комплекса, является несколько более меланократовым, с преобладанием мелко- и среднезернистых разностей. Для сырницкого гранита более характерно порфировидное строение и массивная текстура и меньшая степень альбитизации. Хочинский гранит крупнозернистый, местами пегматоидный. Во всех разностях гранитов отмечается голубоватый, голубовато-серый или лиловый кварц: в сырницких и хочинских гранитах постоянно, во львовковских — спорадически, а в пержанских только в пределах небольших линзовидных или неправильных участков, как правило, примыкающих к зонам рудоносных метасоматитов.

Граниты пержанского комплекса характеризуются очень широким спектром акцессорных минералов. По данным Н. А. Беспалько [11], среди них установлены циртолит, флюорит, касситерит, торит и ферриторит, оранжит, молибденит, колумбит, бастнезит, гематит, мартит, лейкоксен, галенит, сфалерит, фенакит, гентгельвин, ганит и др. Наиболее распространенными акцессорными являются циртолит, флюорит и торит; распределение акцессорных минералов крайне неравномерное. Бедны акцессориями крупнозернистые, пегматоидные разности (хочинские), максимально обогащены ими участки интенсивной альбитизации, грейзенизации и окварцевания.

Микроклин-пертит распространен в пержанском граните очень неравномерно [11]; кое-где он образует почти сплошные мономинеральные участки, а местами встречается в виде разрозненных редких включений среди преобладающего кварца. Пертиты реликтовые, несовершенные, толстостолбчатые, часто почти изометричные — пятнистые и пятнисто-ленточные. Содержание вростков достигает 40 %; распределение их сплошное, равномерное. Альбит во вростках полисинтетически сдвойникован. Средний состав микроклина в пержанском граните — $Or_{65}Ab_{34}An_1$; содержание в нем элементов-примесей (г/т): Rb — 1412; Cs — 3,14; Ba — 197; Sr — 10; Li — 4,9. Рентгеновская триклинность составляет 0,50—0,99; природная термолюминесценция микроклинов этих гранитов

Таблица 37. **Химический состав пород и минералов пержанского комплекса, %**

| Компонент, коэффициент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71,94 | 72,37 | 74,34 | 75,08 | 75,00 | 38,48 |
| $TiO_2$ | 0,42 | 0,27 | 0,17 | 0,16 | 0,13 | 2,77 |
| $Al_2O_3$ | 12,38 | 14,10 | 12,13 | 11,80 | 11,63 | 5,19 |
| $Fe_2O_3$ | 2,22 | 1,40 | 0,76 | 1,07 | 1,24 | 10,43 |
| FeO | 1,48 | 1,84 | 1,63 | 1,71 | 1,63 | 28,45 |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,22 |
| MgO | 0,24 | 0,34 | 0,32 | 0,20 | 0,13 | 0,16 |
| CaO | 0,28 | 0,79 | 0,63 | 0,61 | 0,55 | 0,57 |
| $Na_2O$ | 3,83 | 3,65 | 4,10 | 3,78 | 4,36 | 0,18 |
| $K_2O$ | 5,74 | 5,09 | 4,18 | 4,71 | 4,88 | 8,20 |
| $P_2O_5$ | 0,06 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | — |
| $SO_3$ | 0,30 | Следы | 0,27 | — | — | — |
| $H_2O^-$ | — | — | 0,02 | — | — | 0,26 |
| П. п. п. | — | — | 0,64 | 0,34 | — | 3,83 |
| $Li_2O$ | — | — | — | — | — | 0,38 |
| F | — | — | — | — | — | 0,80 |
| *Сумма* | 98,93 | 99,93 | 99,22 | 99,51 | 99,59 | 99,92 |
| $F_{общ}$, $f$ | 93,9 | 89,7 | 85,1 | 91,2 | 94,6 | 99,3 |

Примечание. *Породы:* 1 — львовковские граниты (среднее по 22 анализам) (кол. С. В. Металиди); 2 — хочинские граниты (среднее по 32 анализам) (кол. С. В. Металиди); 3 — гранит-порфир; ур. Ястребецкое [11]; 4 — пержанские граниты (среднее по 87 анализам) (кол. С. В. Металиди); 5 — сырницкие граниты (среднее по 28 анализам) (кол. С. В. Металиди). *Минералы:* 6 — биотит из пержанского гранита [11].

самая низкая из всех известных на Украинском щите — 3—185 усл. ед. , рентгеновская термолюминесценция — 3—470 усл. ед. [209].

Биотит представлен сидерофиллитом с темно-бурой, почти черной окраской (табл. 37). Для него характерно резко повышенное содержание лития ($Li_2O$ — до 0,55 %) и рубидия ($Rb_2O$ — 0,95 %). Более поздние генерации биотита менее железисты ($n_g$ = 1,654) и отличаются зеленовато-бурой окраской. В жильных гранит-порфирах биотит имеет наиболее низкий показатель преломления и максимально обогащен литием.

Циртолит образует крупные кристаллы призматического и бипирамидального габитуса и неправильные зерна желтого, бурого, красновато-бурого и серого цвета. Для их химического состава характерно высокое содержание $HfO_2$ (3—5 %) и низкое цирконий-гафниевое отношение (16—20); содержание редкоземельных элементов иттриевой группы находится в пределах 2—6 % [11].

По химическому составу пержанские апограниты относятся к породам, пересыщенным кремнеземом, а иногда алюминием и щелочами. По соотношению щелочей они близки к калий-натриевым лейкократовым гранитам. Повышенная железистость их выражается в присутствии таких высокожелезистых минералов, как сидерофиллит, магнетит, гематит. Характерна также обогащенность летучими и редкими элементами (г/т): фтор — 4500; литий — 200; рубидий — 700; цирконий — 500; олово — до 20; ниобий — 130; тантал — 12 и др.

Пержанские апограниты представляют собой типичную платформенную интрузию, приуроченную к мощной зоне разломов и испытавшую интенсивную постмагматическую метасоматическую переработку. Выделяются три стадии этого процесса: 1) площадной щелочной метасоматоз; 2) интенсивная альбитизация, вызванная повышением кислотности растворов; 3) окварцевание и грейзенизация, вызванные сменой щелочного метасоматоза кислотным.

Возраст пержанских гранитов, по данным калий-аргонового метода, составляет 1450—1100 млн. лет; гранит-порфиров, по свинцово-изохронному методу,— 1790 млн. лет.

# ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

## 7.1. МЕТОДЫ И ПРИНЦИПЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для радиологического датирования гранитоидных пород Украинского щита широко использовались все основные изотопные методы, основанные на радиоактивном распаде $^{40}K$, $^{87}Rb$, $^{232}Th$, $^{235}U$, $^{238}U$. Кроме цифровых данных о возрасте они позволяют получить также ценную информацию о различных геологических и геохимических процессах, происходивших в исследуемых геологических объектах в далеком прошлом.

В подавляющем большинстве случаев данные о возрасте докембрийских образований, получаемые по различным минералам и различными методами, оказываются несовпадающими, и правильная интерпретация их становится возможной только при всестороннем минералого-петрографическом и геохимическом изучении исследуемого геологического материала. Другими словами, необходимо знать, как ведет себя та или иная геохронологическая система — исходный материнский радиоактивный изотоп и накапливающийся стабильный дочерний радиогенный — в течение всей геологической истории существования минерала или породы, в которых заключена данная система.

Существуют некоторые общие требования, предъявляемые ко всем геохронологическим системам, выполнение которых необходимо для получения реального, или достоверного, изотопного возраста. Обязательным для всех систем является установление начального содержания в них дочернего радиогенного изотопа. Другим основным требованием является замкнутость геохронологических систем по отношению материнских радиоактивных и дочерних радиогенных изотопов на протяжении всего интервала времени с момента датируемого геологического события, т. е. системы в течение всего времени своего существования должны оставаться закрытыми. Это условие обязательно для калий-аргоновой, рубидий-стронциевой и самарий-неодимовой систем. В случае уран-свинцовой системы допускается единичное кратковременное нарушение ее замкнутости как по отношению радиоактивных, так и радиогенных изотопов. Время проявления такого нарушения может фиксироваться при помощи некоторых специальных методов расчета изотопного возраста.

В связи с тем что образование гранитоидных пород обычно значительно растянуто во времени и сопровождается медленным охлаждением и длительной дифференцированной кристаллизацией, закрытие геохронологических систем в различных минералах и даже отдельных участках пород может происходить неодновременно. Это выразится в получении несовпадающих значений изотопного возраста, даваемых различными методами. Кроме того, в докембрийских породах, особенно архейских и раннепротерозойских, существует большая вероятность нарушения замкнутости геохронологических систем в результате воздействия различных наложенных процессов: гидротермальных, выветривания, регионального и контактового метаморфизма. Степень нарушения замкнутости геохронологических систем при этом определяется продолжительностью

и интенсивностью наложенного процесса, кристаллической структурой минералов, формой нахождения в них исследуемых элементов [44].

Наиболее устойчивой по отношению к воздействию наложенных процессов считается самарий-неодимовая система. Принимается, что вследствие большого сходства химических и геохимических свойств материнского и дочернего элементов, они ведут себя синхронно при любых нарушениях замкнутости системы после момента первичной кристаллизации минералов. Потеря системой самария и неодима, если она существует, должна происходить пропорционально, что никак не отразится на изотопных отношениях, используемых при геохронологических расчетах. Однако в последние годы появились сведения, что и самарий-неодимовая система в отдельных случаях способна нарушаться при региональном метаморфизме [237].

Наименее устойчива к воздействию вторичных процессов, особенно термальных, калий-аргоновая система. Поэтому при датировании докембрийских образований цифры изотопного возраста, получаемые калий-аргоновым методом, в лучшем случае указывают лишь на время проявления наложенного процесса. Эта система является одним из наиболее чувствительных индикаторов наложенных процессов и позволяет фиксировать их даже при невозможности выявления геолого-петрологическими методами. По существу, для датирования докембрийских гранитоидов калий-аргоновым методом могут в отдельных случаях использоваться лишь амфиболы и пироксены, в которых устойчивость калий-аргоновой системы по отношению к термальным воздействиям является максимальной по сравнению со всеми другими минералами. Однако, к сожалению, пироксены и амфиболы содержат незначительное количество калия, что вносит некоторые экспериментальные трудности в его определение. Кроме того, для этих минералов нередки случаи захвата при кристаллизации избыточного $^{40}Ar$, что приводит к появлению завышенных значений изотопного возраста.

Значения изотопного возраста, получаемые калий-аргоновым методом по таким минералам, как калиевые полевые шпаты и различные слюды, при датировании докембрийских гранитоидов, как правило, оказываются заниженными из-за потерь радиогенного аргона. По этой же причине невозможно датирование докембрийских гранитоидов калий-аргоновым методом и по породе в целом.

Рубидий-стронциевая система также довольно неустойчива по отношению к различным вторичным процессам. Поэтому во многих случаях значения изотопного возраста, получаемые рубидий-стронциевым методом по слюдам, совпадают с определениями калий-аргоновым методом по этим же минералам. Однако в отличие от калий-аргоновой системы термальные воздействия на рубидий-стронциевую в породах приводят лишь к перераспределению рубидия и стронция в результате объемной диффузии среди различных минеральных фаз без нарушения замкнутости системы в породе в целом. Поэтому при использовании рубидий-стронциевого изохронного метода датирования по валовым пробам часто возможно получение надежных возрастных определений гранитоидных докембрийских пород.

Наиболее широко для датирования докембрийских гранитоидных пород используется уран-свинцовая система, прежде всего в таких минералах, как монацит и циркон. Одним из основных преимуществ этой системы перед всеми другими является возможность получения значений возраста по четырем отношениям, три из которых независимы. Совпадение этих значений является достаточно надежным критерием правильности возрастной датировки и отсутствия нарушения замкнутости данной системы на протяжении всего времени ее существования.

Однако во многих случаях по различным изотопным отношениям получаются несовпадающие, дискордантные, возрастные значения. Это может быть обусловлено неправильной оценкой количества первоначально присутствовавшего в системе свинца, нарушением замкнутости системы или обеими причинами. Поэтому трудно и нецелесообразно рекомендовать принятие какого-либо одного из четырех изотопных отношений в качестве наиболее достоверного для получения реального изотопного возраста. Только совместная интерпретация

свинцово-урановых изотопных отношений серии сингенетичных минералов, характеризующихся одинаковой геохимической историей, может в этом случае помочь определить не только время кристаллизации исследуемых минералов, но часто и момент нарушения замкнутости их уран-свинцовых систем.

Датирование гранитоидных пород Украинского щита проводилось ториево-свинцовым методом в основном по монациту и циркону, причем подавляющая часть изотопных датировок многих гранитоидных комплексов получена по монациту. При этом обычно принималось, что времени становления породы отвечает цифра изотопного возраста, полученная по отношению $^{208}Pb/^{232}Th$. Однако при разбросе цифр возраста, получаемых по различным отношениям, уже на 5—10 % они считаются дискордантными, и не исключается возможность занижения цифры, даваемой отношением $^{208}Pb/^{232}Th$. Действительно, хотя обычно монациту из гранитоидов присуща хорошая сохранность, встречаются отдельные случаи, когда он подвергается химическому и физическому изменениям в результате воздействия на него гипергенных и гипогенных процессов.

В последние годы в связи с повышением чувствительности и точности масс-спектрометрической техники особенно широко стал применяться для датирования уран-свинцовым методом циркон, который присутствует практически во всех гранитоидных породах Украинского щита. Уран-свинцовая система в цирконах достаточно устойчива по отношению к наложенным процессам, особенно по сравнению с такими минералами, как ортит, сфен, апатит. хотя в отдельных случаях при метаморфическом воздействии может наблюдаться ее открытие, приводящее обычно к потерям свинца. При определенных условиях в некоторых породах не исключается и полная перекристаллизация циркона, что ведет к появлению совершенно новой уран-свинцовой системы.

В гранитах циркон, как правило, кристаллизуется в виде достаточно крупных идиоморфных кристаллов. Присутствие округлых зерен циркона указывает на возможную контаминацию исходной магмы осадочным материалом. В этом случае необходимо учитывать возможность появления завышенных значений возраста, так как известны примеры, когда подобная картина наблюдается для содержащих ядра идиоморфных цирконов даже из палингенных интрузивных пород. Однако обычно цирконы гранитоидных пород не имеют внутренних ядер и не содержат реликтового радиогенного свинца.

Кроме потери свинца цирконами в результате метаморфизма, нарушение замкнутости их уран-свинцовых систем может происходить и в результате привноса урана, особенно в гипергенных условиях. В этих же условиях при воздействии грунтовых вод может наблюдаться и низкотемпературная потеря свинца, особенно из метамиктных цирконов.

Обычно для интерпретации дискордантных изотопных отношений цирконов применяется изохронная модель Аренса — Везерилла, которая позволяет установить не только время становления данной породы, но и момент эпизодического открытия ее уран-свинцовой системы. Привлечение в данном случае свинец-свинцовой изохронной модели чревато опасностью получения завышенных или заниженных значений изотопного возраста (при потере соответственно урана или свинца) [130]. Использование ее правомочно только при отсутствии нарушения замкнутости уран-свинцовой системы или нарушении ее только в недавнее геологическое время.

Что касается использования для целей изотопного датирования гранитоидов уран-свинцовых систем пород в целом, то в связи с возможностью при воздействии наложенных процессов преимущественного выноса из них урана по сравнению со свинцом, свинец-свинцовое изохронное датирование может привести к получению значительно завышенных изотопных цифр возраста. Применение метода Аренса — Везерилла также становится невозможным вследствие присутствия в породах достаточно большого количества обыкновенного свинца. В этом случае для датирования можно использовать лишь уран-свинцовый изохронный метод нормализованных разностей.

## 7.2. ИЗОХРОННЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНИТОИДНЫМ ФОРМАЦИЯМ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В составе комплексов обычно содержатся от трех до десяти фациальных разностей гранитоидов. В большинстве случаев продолжительность их формирования находится в пределах точности радиологических методов датирования. Но иногда она составляет и более значительные интервалы времени. Поэтому лучше производить изохронное датирование для каждой фациальной разновидности гранитоидов отдельно.

В данном разделе приведены в основном результаты уран-свинцового и свинец-свинцового изохронных методов датирования по аутигенным акцессорным минералам главнейших комплексов гранитоидов. Следует отметить, что в настоящее время необходимый материал для построения уран-свинцовых изохрон имеется лишь менее чем для половины всех выделенных комплексов. Это, конечно, не означает, что для остальных комплексов гранитоидов не имеется уран-свинцовых изотопных данных по акцессорным минералам. Отсутствие уран-свинцовых изохрон по всем комплексам связано либо с недостаточным количеством надежных аналитических данных, либо с невозможностью обработки имеющихся экспериментальных результатов из-за геохимических причин, обусловивших гетерогенность захваченного свинца и возможно неоднократное открытие исследуемых уран-свинцовых систем.

Здесь мы рассматриваем данные только изохронных методов по двум причинам: во-первых, эти методы, и в особенности уран-свинцовый изохронный, наиболее надежно датируют время гранитообразования; во-вторых, данные калий-аргонового, рубидий-стронциевого и уран-торий-свинцового методов опубликованы недавно в двух обобщающих работах [65, 213].

Результаты датирования акцессорных минералов уран-свинцовым и свинец-свинцовым изохронными методами и в отдельных случаях валовых проб гранитоидов этими же и рубидий-стронциевым изохронным методом приводятся ниже для каждого района в стратиграфической последовательности снизу вверх. Все результаты изохронного датирования акцессорных минералов сведены в общей таблице (см. табл. 1).

**Северо-Западный район.** Гранитоиды архейского возраста в этом районе не выявлены. Для различных гранитоидных пород протерозойского возраста имеются уран-торий-свинцовые изотопные данные.

Для пород осницкого комплекса в последние годы получено достаточно большое количество определений по аутигенным акцессорным цирконам (около 30), что позволило провести их обработку по отдельным разновидностям гранитоидных пород. Рассчитаны уран-свинцовые и свинец-свинцовые изохронные зависимости для цирконов пород диоритового состава и красных порфировидных гранитов в основном из Новоград-Волынской зоны. Свинцово-изотопные

Рис. 8. Свинцово-изотопные отношения для цирконов из порфировидных гранитов (*1*) и гранодиоритов (*2*) осницкого комплекса

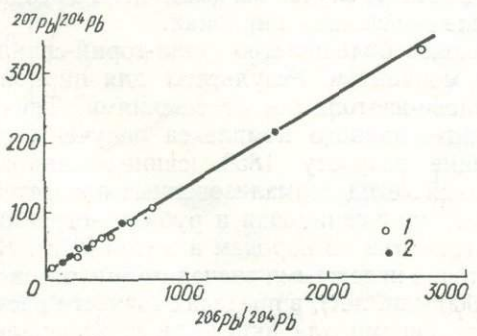
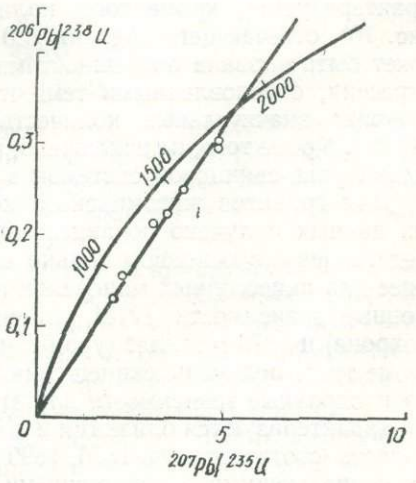



Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из порфировидных гранитов осницкого комплекса



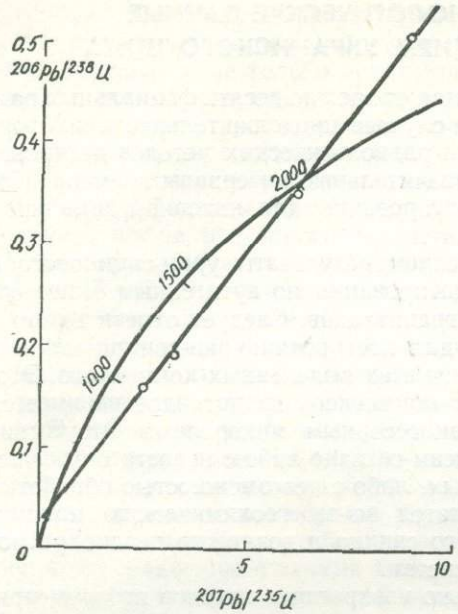



Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиоритов осницкого комплекса

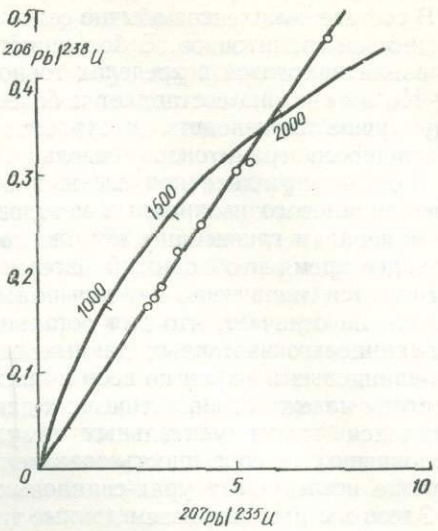



Рис. 11. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотитовых и порфировидных гранитов коростенского комплекса

отношения для них, представленные на рис. 8, отвечают единой линейной зависимости

$$y = 0{,}1200x + 13{,}50,$$

соответствующей изотопному возрасту 1960 млн. лет.

Такое же значение возраста (1950 млн. лет) дает и уран-свинцовая изохронная зависимость

$$y = 0{,}610x + (-0{,}002),$$

рассчитанная для цирконов из порфировидных гранитов (рис. 9). Близкая цифра возраста (1980 ± 20 млн. лет) была получена ранее для цирконов из этих же гранитов при использовании в расчетах уран-свинцового изохронного метода нормализованных разностей [148]. Значение для гранодиоритов, полученное уран-свинцовым изохронным методом, несколько выше (2030 млн. лет). Соответствующая ему зависимость

$$y = 0{,}0547x + 0{,}0215$$

характеризуется, кроме того, наличием нижнего пересечения с конкордией (рис. 10), отвечающего времени 220 млн. лет. Вероятно, наблюдаемая картина может быть вызвана погрешностями коэффициентов рассчитанного уравнения регрессии, обусловленными тем, что два из четырех исследованных цирконов содержат значительные количества обыкновенного свинца ($^{204}Pb$ — 0,21 и 0,47 %). Кроме того, не исключено, что в данном случае мы имеем дело с неоднородной уран-свинцовой системой в исследовавшихся цирконах.

Для гранитов житомирского комплекса большинство уран-торий-свинцовых данных получено по акцессорным монацитам. Результаты для цирконов представлены в основном только свинцово-изотопными отношениями. Тем не менее для акцессорных минералов гранитов данного комплекса получены изохронные зависимости [214], отвечающие возрасту 1850 (свинец-свинцовая изохрона) и 1870 млн. лет (уран-свинцовый метод нормализованных разностей). Кроме того, получены свинец-свинцовая, уран-свинцовая и рубидий-стронциевая изохронные зависимости для этих гранитов по породам в целом [213]. Все они характеризуются близкими и достаточно надежными значениями изотопного возраста (соответственно 1870, 1890 и 1900 млн. лет), в пределах точности расчетов совпадающими с изохронными датировками для акцессорных минералов

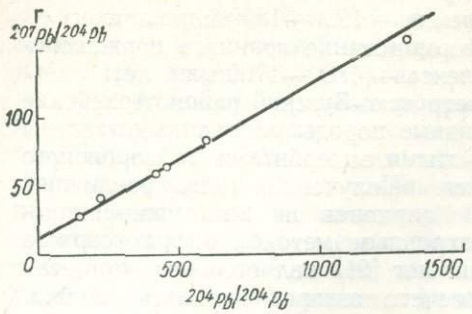



Рис. 12. Свинцово-изотопные отношения для цирконов из биотитовых и порфировидных гранитов коростенского комплекса

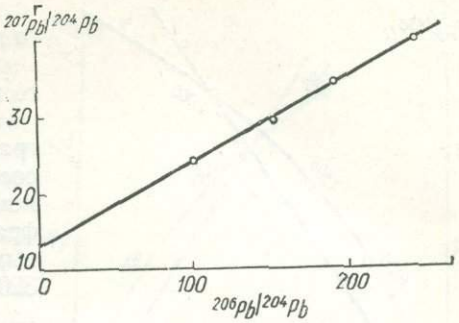



Рис. 13. Свинцово-изотопные отношения для цирконов из рапакиви коростенского комплекса

Для биотитовых и порфировидных гранитов коростенского комплекса полученная по цирконам уран-свинцовая регрессионная зависимость пересекает конкордию в точке, отвечающей значению возраста 1875 млн. лет (рис. 11). Свинец-свинцовая изохрона для них соответствует 1895 млн. лет (рис. 12). Наряду с этим И. М. Горохов рубидий-стронциевым изохронным методом по породе в целом получил для коростенских гранитов значение возраста 1720 млн. лет [44]. Обусловлена ли такая большая разница в цифрах возраста более поздним закрытием рубидий-стронциевой системы по сравнению с уран-свинцовой, неясно, тем более, что для свинцово-изотопных отношений цирконов из гранитов рапакиви данного комплекса, являющихся более поздними образованиями, получена хорошая линейная зависимость

$$y = 0{,}1111x + 13{,}13,$$

отвечающая свинец-свинцовой изохронной датировке 1820 млн. лет (рис. 13). К сожалению, для них нет уран-свинцовых количественных данных, что не позволило получить геохронологическую информацию по методу Аренса — Везерилла.

Породы пержанского комплекса в геохронологическом отношении изучены крайне недостаточно. Имеются лишь единичные свинцово-изотопные данные по цирконам из гранитов различных массивов. Свинец-свинцовая изохрона, полученная по трем пробам цирконов из гранит-порфиров, соответствует цифре возраста 1790 млн. лет. Наиболее надежные геохронологические результаты получены для сиенитов этого комплекса. Точки свинцово-изотопных отношений цирконов из них (рис. 14) образуют линейную зависимость

$$y = 0{,}1054x + 14{,}68,$$

отвечающую значению возраста 1720 млн. лет.

На рис. 15 показана свинец-урановая изохрона

$$y = 0{,}0692x + (-0{,}0019),$$

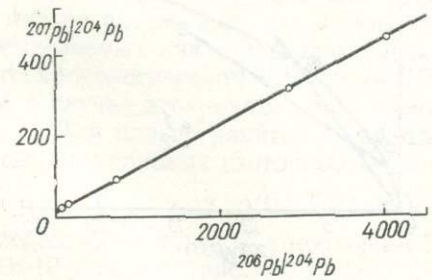



Рис. 14. Свинцово-изотопные отношения для цирконов из сиенитов пержанского комплекса

указывающая на отсутствие каких-либо нарушений уран-свинцовой системы этих цирконов в прошлом и пересечение которой с конкордией дает ту же цифру возраста 1720 млн. лет.

На основании приведенных для Северо-Западного района изохронных геохронологических данных можно выделить следующие основные этапы гранитообразования:

1) формирование гранитов осницкого комплекса — 2000—1950 млн. лет;

2) формирование гранитов житомирского комплекса — 1900—1850 млн. лет;

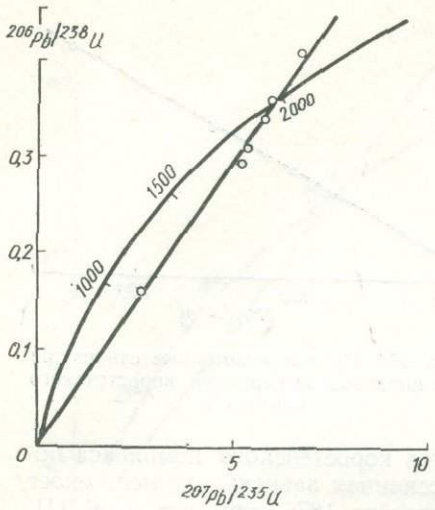



Рис. 15. Диаграмма с конкордией для цирконов из сиенитов пержанского комплекса

3) формирование гранитов коростенского комплекса — 1900—1800 млн. лет;

4) формирование гранитов пержанского комплекса — 1800—1700 млн. лет.

**Днестровско-Бугский район.** Архейские гранитоидные породы района представлены скла дчатыми эндербитами гайворонского комплекса. Полученная для различных фракций цирконов из них уран-свинцовым изохронным методом цифра возраста 3200 млн. лет [21] является неверной, так как в расчеты авторов вкралась ошибка. Уравнение регрессии, рассчитанное полиномиальным методом по приводимым авторами аналитическим данным, имеет вид

$$y = (0{,}0274 \pm 0{,}0016)\,x + (0{,}088 \pm 0{,}040).$$

Полученная зависимость представлена графически на рис. 16. Пересечение ее с конкордией отвечает цифрам возраста 3020 и 710 млн. лет. Свинцово-изотопные отношения цирконов образуют линейную изохронную зависимость, соответствующую возрасту 2990 млн. лет.

Для пород бердичевского комплекса имеется более 70 уран-торий-свинцовых изотопных датировок, большая часть которых получена по монацитам. К сожалению, основная масса их выполнена в 50—60-е годы, т. е. точность изотопных данных недостаточна для проведения регрессионного анализа. Поэтому из большого многообразия пород данного комплекса изохронные зависимости, отвечающие цифрам возраста 2060—2100 млн. лет, удалось получить только для монацитов и цирконов из бердичевских гранитов и гранатовых мигматитов [214]. В последние годы изучена также уран-свинцовая система цирконов из анатектических чарнокитов комплекса. Полученные для них результаты представлены графически на рис. 16. Образованная точками свинцово-урановых изотопных отношений дискордия описывается уравнением

$$y = (0{,}0574 \pm 0{,}0026)\,x + (-0{,}014 \pm 0{,}014)$$

и пересекает конкордию в точке, отвечающей значению изотопного возраста 2110 млн. лет. Кроме того, для бердичевских гранитов и гранатовых мигматитов получены свинец-свинцовая, уран-свинцовая и рубидий-стронциевая изохронные цифры возраста по породе в целом, равные соответственно 2110, 2100 и 2060 млн. лет [213]. Поэтому на основании всех приведенных результатов можно заключить, что образованные гранитоидов бердичевского комплекса происходило во временном интервале 2100—2050 млн. лет тому назад.

**Росинско-Тикичский район.** Для пород района получено более 30 уран-торий-свинцовых изотопных определений. Основная часть их выполнена по монацитам и ортитам; по цирконам в большинстве случаев имеются лишь свинцово-изотопные данные. Надежно охарактеризовать уран-свинцовым изохронным методом удалось лишь граниты уманского комплекса, по ортитам и монацитам которых получены совпадающие по свинец-свинцовому и уран-свинцовому изохронным методам значения возраста, равные соответственно 2230 и 2225 млн. лет.

Для гранодиоритов гайсинского комплекса получена лишь свинец-свинцовая изохронная датировка 2110 млн. лет.

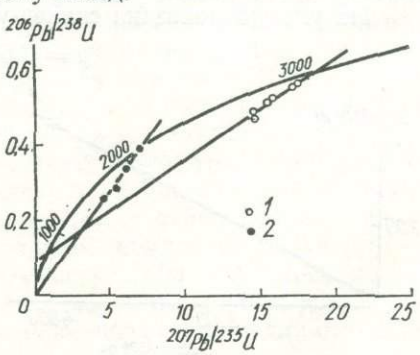



Рис. 16. Диаграмма с конкордией для цирконов из скла дчатых эндербитов гайворонского (*1*) и анатектических чарнокитов бердичевского (*2*) комплексов

**Ингуло-Ингулецкий район.** Архейские образования района представлены плагиогранитами и мигматитами ингулецкого комплекса. Все возрастные датировки получены по сингенетичным цирконам из проб, отобранных довольно равномерно на большой территории (12 проб). Во всех пробах цирконы однородны и имеют зональное строение. Лишь очень незначительная часть кристаллов содержит древние реликтовые ядра, что никак не может повлиять на удревнение значений возраста. Уран-свинцовым изохронным методом получено значение возраста 2760 млн. лет; достаточно близко к нему и значение, полученное свинец-свинцовым изохронным методом (2840 млн. лет). Поэтому можно с большой степенью надежности считать, что возраст формирования плагиогранитов и мигматитов ингулецкого комплекса составляет 2800 ± 100 млн. лет.

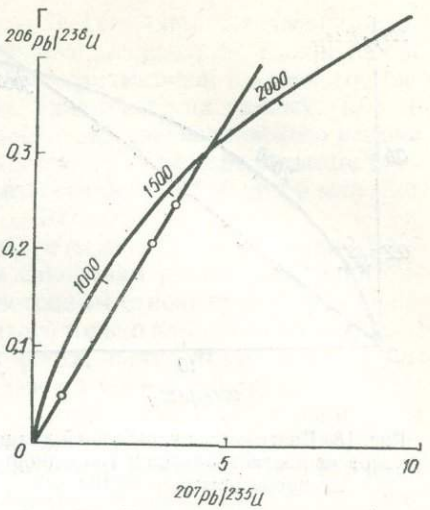


Рис. 17. Диаграмма с конкордией для акцессорных минералов из гранитов кировоградского комплекса

Для гранитов новоукраинского и кировоградского комплексов имеется более 50 изотопных определений возраста уран-торий-свинцовым методом. Все они получены исключительно по монацитам разными авторами в различные годы. Поэтому получить какую-либо надежную геохронологическую информацию изохронными методами крайне затруднительно. Однако многие пробы монацита дают согласующиеся значения изотопного возраста по всем четырем отношениям, которые находятся в пределах 2050—1900 млн. лет. В этих же пределах находится и значение изотопного возраста, полученное для уран-свинцовой системы акцессорного циркона и монацита гранитов района с. Чечелеевка. Результаты представлены графически на рис. 17. Дискордия, отвечающая уравнению

$$y = (0{,}0591 \pm 0{,}0009)\,x + (0{,}0026 \pm 0{,}0021),$$

пересекает конкордию в точке, соответствующей возрасту 1980 ± 40 млн. лет.

Надежные датировки изохронными методами получены для гранитов рапакиви корсунь-новомиргородского комплекса. Для уран-свинцовой системы цирконов и ортитов этих гранитов получена уран-свинцовая изохронная зависимость

$$y = 0{,}0690x + (-0{,}0008),$$

отвечающая цифре изотопного возраста 1720 млн. лет, и свинец-свинцовая — 1770 млн. лет. Поэтому можно считать, что формирование гранитов рапакиви данного комплекса произошло 1740 ± 30 млн. лет тому назад.

**Среднеприднепровский район.** Для гранитоидов района выполнено более 100 определений изотопного возраста уран-торий-свинцовым методом, основная масса которых получена для уран-свинцовых систем монацитов и цирконов. Многие результаты, полученные для различных разновидностей гранитоидов, выделяемых как в пределах одного и того же комплекса, так и различных, в геохронологическом смысле оказываются неразличимыми. То же наблюдается и в случае изохронных определений.

Для плагиогранитов и гранодиоритов днепропетровского комплекса точки свинец-урановых изотопных отношений цирконов ложатся на дискордию

$$y = (0{,}03323 \pm 0{,}00025)\,x + (-0{,}002 \pm 0{,}001),$$

пересечение которой с конкордией дает значение изотопного возраста 2970 ± ± 10 млн. лет (рис. 18) [20].

Для мигматитов этого комплекса получение уран-свинцовой изохронной зависимости оказалось невозможным из-за недостаточного количества данных по содержанию урана и свинца в их акцессорных минералах. Однако рассчи-

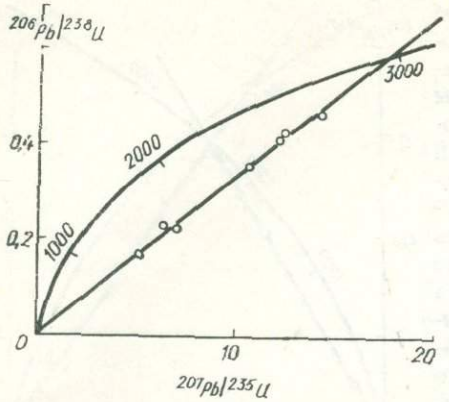



Рис. 18. Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов и гранодиоритов *днепропетровского комплекса*

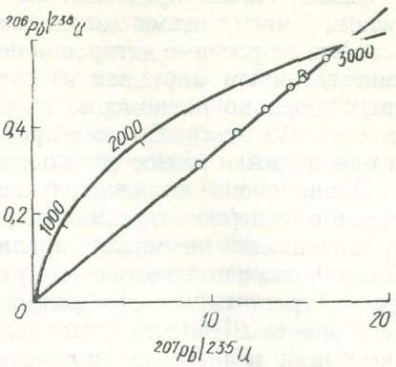



Рис. 19. Диаграмма с конкордией для акцессорных минералов из плагиогранитов и гранодиоритов сурского комплекса

танная для них свинец-свинцовая изохрона совершенно точно совпадает с такой же изохроной для плагиогранитов, что дает основание считать уран-свинцовые системы акцессорных минералов плагиогранитов и мигматитов днепропетровского комплекса полностью идентичными. Общая изохрона для них представлена уравнением

$$y = 0{,}2233x + 7{,}72,$$

что соответствует изотопному возрасту 3000 млн. лет.

Аналогичная картина наблюдается и для плагиогранитов и диоритов сурского комплекса, для уран-свинцовых систем акцессорных минералов которых получены единые изохронные зависимости. Уран-свинцовая изохрона описывается уравнением

$$y = 0{,}0330x + (-0{,}003)$$

и пересекает конкордию в точке, соответствующей возрастному значению 2990 млн. лет (рис. 19); свинец-свинцовая изохрона отвечает уравнению

$$y = 0{,}2264x + 3{,}88$$

и цифре возраста 3030 млн. лет. Эта же линейная зависимость удовлетворяет и свинцово-изотопным отношениям цирконов и монацитов из плагиогранитов и порфировидных гранитов демуринского комплекса. Практически все результаты изохронного датирования для рассмотренных фациальных разновидностей архейских гранитоидов являются в геохронологическом смысле идентичными. Однако параметры уравнения свинец-свинцовой изохронной зависимости для последних двух комплексов несколько отличаются от таковых для днепропетровского. Обусловлено ли это различным изотопным составом свинца, первоначально присутствовавшего в рассмотренных уран-свинцовых системах, т. е. неодинаковой историей формирования этих систем, или недостаточной аналитической точностью определения свинцово-изотопных отношений,— пока сказать невозможно.

Имеющиеся аналитические данные для гранитов токовского комплекса относятся к различным фациальным типам пород, отличающимся по условиям их образования. Это, несомненно, сказалось при формировании уран-свинцовых систем акцессорных минералов гранитоидов. Поэтому расчет какой-либо единой изохронной зависимости для них будет сопровождаться появлением значительных погрешностей. Действительно, при расчете таких единых уран-свинцовой и свинец-свинцовой изохронных зависимостей, объединяющих уран-свинцовые системы акцессорных минералов гранитов Щербаковского массива, биотитовых, микроклин-плагиоклазовых и пегматоидных, получаются существенно различающиеся значения изотопного возраста, равные соответственно 2650 и 2780 млн. лет. Для розовых микроклин-плагиоклазовых гранитов карье-

ра с. Куцеволовка получена рубидий-стронциевая изохрона, отвечающая возрасту 2520 млн. лет [213]. Поэтому для надежного датирования изохронными методами различных фациальных разновидностей гранитоидов токовского комплекса необходимо получение дополнительных аналитических данных. Тем не менее уже сейчас среди гранитоидных формаций Среднеприднепровского района можно надежно выделить две основные возрастные группы: автохтонные плагиограниты, мигматиты, диориты и гранодиориты возрастом 3000 ± 50 млн. лет и аллохтонные образования возрастом 2650 ± 100 млн. лет.

**Приазовский район.** Несмотря на значительное (около 50) количество уранторий-свинцовых определений по акцессорным минералам различных гранитоидов данного района (в том числе и по всем изотопным отношениям), уран-свинцовые изохронные зависимости удалось рассчитать только для архейских образований шевченковского комплекса. Цифры возраста, полученные уран-свинцовым и свинец-свинцовым изохронными методами по уран-свинцовым системам акцессорных цирконов плагиогранитов этого комплекса и рубидий-стронциевым изохронным методом по породе в целом, составляют соответственно 2780, 2800 и 2820 млн. лет. Эти значения позволяют с большой степенью достоверности принять возраст формирования плагиогранитов равным 2800 ± 50 млн. лет [213].

Близкий к этому значению возраст (2770 млн. лет) получен уран-свинцовым изохронным методом нормализованных разностей для диоритов и одной пробы мигматита. Однако свинец-свинцовым изохронным методом для них получено несколько отличающееся значение возраста (2640 млн. лет).

Что касается достаточно большого числа изотопных датировок по акцессорным минералам гранитоидов других комплексов Приазовского района, то они не поддаются какой-либо приемлемой обработке изохронными методами, что может свидетельствовать как о недостаточной достоверности аналитических результатов, так и о сложной истории развития, которую испытали соответствующие уран-свинцовые системы.

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Породообразующие и акцессорные минералы гранитоидов Украинского щита достаточно подробно освещены в ряде сводок [105, 127, 128, 188, 209], поэтому ниже охарактеризованы лишь те минералы и их свойства, которые способствуют решению задачи формационного расчленения гранитоидов.

## 8.1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

**Калиевый полевой шпат.** Первая классификация калиевых полевых шпатов гранитоидов Украинского щита выполнена А. С. Марфуниным [105]. Изучив калиевый полевой шпат 20 комплексов и массивов гранитоидов, он выделил пять структурно-оптических типов на основе различий в значениях угла оптических осей, оптической ($\Delta_o$) и рентгеновской ($\Delta_p$) упорядоченности, составил схему распространения этих структурно-оптических типов на территории щита. Работа А. С. Марфунина продолжена сотрудниками отдела петрографии ИГФМ АН УССР под руководством И. С. Усенко [209]. Установлено, что выделенных А. С. Марфуниным параметров для характеристики структурно-оптических типов недостаточно, так как в калиевых полевых шпатах разных комплексов они нередко перекрываются по значению, в связи с чем предлагается их дополнить внешними признаками. Широкое применение нашел новый метод исследования калиевых полевых шпатов — термолюминесцентный (ТЛ), отражающий тонкие структурные особенности минерала.

Для формационного анализа гранитоидов наиболее применимы такие типоморфные признаки калиевого полевого шпата, как тип и степень совершенства двойниковой решетки, развитие простых двойников, валовой состав, чистота калишпатовой фазы, степень оптической и рентгеновской триклинности, параметры ячейки и др.

Нерешетчатый калиевый полевой шпат преобладает только в наиболее глубинных гранитоидах формации скоскладчатых эндербитов и чарнокитов и гранитов. Для решетчатых калиевых полевых шпатов выделены три морфологических типа решетки: сноповидный, шахматный и клеточный с промежуточными подтипами. От сноповидной решетки к клеточной возрастает уравновешенность между законами двойникования, что в целом отвечает снижению температуры минералообразования. Сноповидный тип решетки чаще встречается среди нормальных гранитов прогрессивного способа образования (кировоградский, вознесенский, синюхинский и другие комплексы). Шахматная и клеточная решетки более характерны для нормальных регрессивных гранитов (уманские, росинские, токовские).

Простые двойники типичны для калиевого полевого шпата большинства прогрессивных гранитов (вознесенские, новоукраинские, букинские, кирово-

градские), а также для калиевого полевого шпата субплатформенных и платформенных гранитов. Простые двойники не встречаются или очень редки в регрессивных гранитах независимо от их глубинности (бердичевские, уманские, звенигородские, демуринские). Они развиты главным образом в порфиробластах калиевого полевого шпата, но в некоторых гранитах, например пержанских и лезниковских, встречаются и среди калиевого полевого шпата основной массы.

Валовой состав калиевого полевого шпата определяется глубинностью формирования гранитоидов. Наибольшее содержание ортоклазового компонента, по данным валового химического анализа, отмечается в калиевых полевых шпатах нормальных гранитов. В них же установлено наибольшее содержание ортоклаза в калишпатовой фазе пертита (свыше 90 %). Самая чистая калишпатовая фаза — в калиевом полевом шпате коростенских, корсунь-новомиргородских и пержанских гранитов. Низким содержанием ортоклаза в пертите (85—90 %) отличается калиевый полевой шпат гранитоидов формации чарнокитов и гранитов. В этих, а также в коростенских гранитах отмечено самое высокое содержание анортита в валовом составе калиевого полевого шпата (2—3 %) по сравнению со всеми прочими гранитами (1 %).

Гранитоиды формации чарнокитов и гранитов (бердичевские, новоукраинские, букинские) отличаются резким преобладанием моноклинной фазы в составе пертита и низкими оптической и рентгеновской упорядоченностью. Особенно высокую $\Delta_p$ имеет калиевый полевой шпат регрессивных нормальных гранитов. Значения $\Delta_p$ калиевого полевого шпата прогрессивных гранитов этой же формации в целом выше и значительно разнообразнее даже в пределах одного комплекса. Высоко упорядочен калиевый полевой шпат гранитоидов Среднеприднепровского района независимо от их места в тектонической истории щита, а также калиевый полевой шпат субплатформенных и платформенных гранитов.

Для калиевого полевого шпата гранитов формации чарнокитов и гранитов характерно резкое увеличение ребра *a* элементарной ячейки. Напротив, уменьшение ребра *a* — свойство калиевого полевого шпата всех нормальных гранитов амфиболитовой фации.

Весьма перспективным для расчленения гранитоидов оказался термолюминесцентный метод, теоретические основы которого изложены в работе А. Н. Таращана [161]. Для калиевого полевого шпата типоморфную нагрузку имеют интенсивность рентгенстимулированной термолюминесценции ($I_{РТЛ}$) и форма кривой термовысвечивания. Величина $I_{РТЛ}$ связана прямой положительной зависимостью с целым рядом свойств калиевого полевого шпата — рентгеновской и оптической упорядоченностью, степенью фазовой неоднородности, содержанием натрия в калишпатовой фазе и др. Калиевые полевые шпаты определенного типа рентгенстимулированной термолюминесценции распространены на щите закономерно, вполне согласуясь со способом образования, глубинностью формирования, составом вмещающих пород и уровнем их метаморфизма [133, 136].

Установлено [209], что $I_{РТЛ}$ калиевого полевого шпата гранитов Украинского щита изменяется в очень широких пределах — от 100 до 28 000 усл. ед. Наибольшие значения $I_{РТЛ}$ имеют низкоупорядоченные калиевые полевые шпаты формаций скоскладчатых эндербитов и чарнокитов и гранитов. $I_{РТЛ}$ калиевых полевых шпатов формации нормальных гранитов существенно различаются: в прогрессивных гранитах $I_{РТЛ}$ в среднем заметно выше (3000—10 000 усл. ед.), чем в калиевом полевом шпате регрессивных гранитов (2000—5000 усл. ед.). Низкой $I_{РТЛ}$ отличаются калиевые полевые шпаты гранитов Среднего Приднепровья (700—2000 усл. ед.), а также субплатформенных и платформенных гранитов (800—2800 усл. ед.) и, особенно, метасоматитов (100—200 усл. ед.).

Форма кривых ТВ калиевого полевого шпата отражает качественный состав дефектов. Выделено три главных типа кривых и несколько подтипов, отвечающих трем типам максимумов разной термической устойчивости [135]. Эмпирически установлено, что температурные максимумы можно в первом приближении коррелировать с конкретными геологическими событиями. Простые формы кривых ТВ характерны для калиевых полевых шпатов гранитоидов предположительно одноактного образования — для прогрессивных гранитов

формации нормальных гранитов, для некоторых комплексов формации чарнокитов и гранитов, для осницких, коростенских и других гранитов. Наиболее сложные кривые ТВ (с тремя максимумами) характерны для калиевых полевых шпатов прогрессивных гранитов амфиболитовой фации, а также для гранитов с упорядочивающимся калиевым полевым шпатом. Многие массивы и комплексы гранитов содержат калиевый полевой шпат с очень выдержанной формой кривых ТВ, которая приобретает в таком случае четкую типоморфную нагрузку.

Распределение ведущих элементов-примесей (Li, Rb, Cs, Ba, Sr) в калиевом полевом шпате определяется рядом факторов, из которых немаловажным является формационная принадлежность гранитоидов [209]. Так, повышенное содержание лития (6,60 г/т) в калиевом полевом шпате отмечено среди сравнительно глубинных гранитов (формации соскладчатых эндербитов, чарнокитов и гранитов, вознесенский и синюхинский комплексы формации нормальных гранитов), причем наиболее обогащен им калиевый полевой шпат биотитовых и биотит-гранатовых гранитов бердичевского комплекса (34 г/т) и монцонитов букинского комплекса (16,7 г/т). Калиевый полевой шпат среднеглубинных гранитов (главным образом гранитоиды формации нормальных гранитов) отличается наименьшим содержанием лития (0,18—1,0 г/т), причем несколько больше его в калиевом полевом шпате прогрессивных гранитов. Содержание лития повышено в калиевом полевом шпате субплатформенных (4,28 г/т) и субщелочных (4,92 г/т) гранитов. Таким образом, вхождение лития в структуру калиевого полевого шпата контролируется глубинностью гранитообразования, степенью перемещенности и возрастом гранитов.

Содержание рубидия и цезия возрастает в калиевом полевом шпате от гранитоидов про- и протоплатформенного этапов, где количество рубидия составляет 250—300 г/т, а цезия — около 1,04 г/т, к субплатформенным (соответственно 407 и 2,27 г/т) и далее — к платформенным субщелочным гранитам (соответственно 1411 и 3,14 г/т). Антагонистами рубидия и цезия в калиевом полевом шпате являются стронций и барий. Их содержание уменьшается от глубинных (соответственно 194 и 2000 г/т) к среднеглубинным (137 и 2320 г/т) и далее — к субплатформенным (17 и 612 г/т) и платформенным (9,9 и 197 г/т) гранитам. Следовательно, содержание рубидия, цезия, стронция и бария в целом отражает степень зрелости земной коры щита на разных этапах его развития.

**Биотит.** Типоморфные свойства биотита, несмотря на его повсеместную распространенность и высокую степень изученности, вскрыты далеко недостаточно, и по сравнению с калиевым полевым шпатом информативность биотита ниже.

Для формационного анализа наиболее информативны такие свойства биотита, как титанистость, железистость и глиноземистость, позволяющие определять глубинность формирования, петрохимический тип исходных пород и отчасти — механизм формирования гранитоидов.

Глубинность формирования фиксируется титанистостью биотита. Так, наибольшей титанистостью отличаются первичные биотиты чарнокитоидов гайворонского и бердичевского комплексов, где содержание $TiO_2$ достигает 6 %. Высокую титанистость (3—4 %) имеют также первичные биотиты новоукраинского, букинского, токмакского, собитового комплексов. Несколько ниже титанистость биотита таких гранитов, как вознесенский, кировоградский, синюхинский. Самое низкое содержание $TiO_2$ (1,5—2,5 %) зафиксировано в биотитах гранитоидов уманского, росинского, богуславского, звенигородского и других комплексов. При прочих равных условиях биотиты апопелитовых гранитов всегда более титанистые.

Петрохимический тип исходных пород (апопелитовый или апобазитовый) с высокой степенью вероятности определяется на основе соотношения Si — Ti—$Al_{VI}$ в биотитах (см. рис. 2). Как отмечалось выше, апопелитовый состав имеет подавляющее большинство прогрессивных гранитов, и это свидетельствует об их образовании за счет пелитовых пород — продукта переотложенной коры выветривания древних пород основания. Биотиты апопелитовых и прогрессивных гранитов отличаются в целом более высокой железистостью. В любом комплексе железистость биотита апопелитовых гранитоидов на 7—10 % выше, чем апобазитовых гранитов.

Наблюдается общая тенденция возрастания железистости биотита от прогеосинклинальных к платформенным гранитам, а внутри комплексов и формаций — от основных к кислым гранитоидам. Так, железистость биотита прогеосинклинальных гранитоидов составляет в среднем 40—50 %, протогеосинклинальных — около 60, а платформенных — 80—85 %. Высокая железистость биотита нередко связана с повышенной щелочностью гранитов, например, в биотитах из гранитов коростенского комплекса, высококалиевых разностей осницких гранитов. Высокая железистость, вероятно, также указывает на перемещенный способ образования гранитоидов.

Структура биотита, открывает широкие возможности для вхождения элементов-примесей, таких, как Li, Rb, Ni, Co, Cr, Sc. Содержание Li (50—840 г/т) и Rb (360—1200 г/т) в биотите связано прямой зависимостью [188]. Оно возрастает в соответствии с известной тенденцией [53] от наиболее глубинных и наименее гранитизированных пород формаций прогеосинклинального этапа к породам формаций платформенного этапа, т. е. прямо противоположно поведению этих элементов в калиевом полевом шпате. Для большинства гранитов решающим фактором увеличения содержания Li и Rb в биотите является повышение щелочности и кремнекислотности гранитов, что ведет к увеличению железистости биотита. Закономерности распределения Zr, Ni, Co, Cr, Sc в биотите не установлены; они, вероятно, определяются составом исходных пород (апопелитовый и апобазитовый типы гранита) и степенью гомогенности гранитоидов.

**Гранат** является главным породообразующим минералом глубинных гранитоидов низкой и умеренной кальциевости. Много граната в гранитоидах бердичевского, новоукраинского, синюхинского, вознесенского комплексов. В менее глубинных гранитах житомирского, кировоградского, днепропетровского комплексов гранат встречается нередко на уровне акцессорного минерала и чаще всего в пегматитах и аплитах, связанных с гранитами этих комплексов.

В зависимости от глиноземистости и щелочности на Украинском щите выделяются три типа гранатсодержащих гранитов [128]: гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые и гранат-гиперстеновые. Средний состав граната из перечисленных гранитов находится в таких пределах (%): Alm — 74—78; Py — 13—19, Sp — 2—2,3; Gr — 2,5—6; $f$ = 80—85 %. Однако имеются разности, существенно отличающиеся по составу от пределов среднего. Так, среди гранатов из гранат-биотитовых гранитов чаще встречаются наиболее магнезиальные (до 32 % Py) и самые обогащенные гроссуляровым компонентом (до 6 % Gr). В высокощелочных гранат-гиперстеновых гранитах новоукраинского комплекса встречены самые железистые ($f$ — до 92 %) гранаты. Гранаты из гранат-биотитовых гранитов, апопелитовых по составу и прогрессивных по способу образования, выделяются повышенной марганцевистостью; они содержат до 10 % Sp. Аномально высоким содержанием спессартинового компонента (до 35 %) отличаются гранаты из низкотемпературных аплит-пегматоидных гранитов Приднепровья и Волыни. Марганцевистость граната возрастает от гранитоидов гранулитовой к гранитоидам амфиболитовой фации и служит, таким образом, хорошим показателем глубинности их формирования.

Установлены некоторые закономерности размещения элементов-примесей в гранатах. Так, содержание скандия в гранатах гранитоидов, по данным одних авторов [72, 55], возрастает от гранулитовой фации к амфиболитовой; другие авторы [36] считают эту тенденцию противоположной. Нашего материала (табл. 38) для окончательного суждения пока недостаточно. Можно говорить лишь о тенденции уменьшения содержания скандия в гранатах высокотемпературных гранитов. При сравнении комплексов близкой глубинности, например бердичевского и гайворонского, синюхинского и новоукраинского, оказывается, что обогащены скандием гранаты глиноземистых гранитов. Подтверждается факт обогащения скандием гранатов из гранитов по сравнению с гранатами вмещающих гнейсов [72]. Повышенные концентрации ванадия и хрома отмечены в гранатах наиболее глубинных образований — гайворонского и бердичевского комплексов, причем в гранатах апопелитовых гранитов наиболее низкое содержание этих элементов. Намечается тенденция повышения циркония и иттрия в гранатах малоглубинных гранитов. Интересно отметить необычные

Таблица 38. **Среднее содержание некоторых элементов-примесей в гранатах гранитоидов, г/т**

| Породы | Ni | Co | V | Cr | Zr | Cu | Sc | Y | Yb |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Чарнокитоиды гайворонского комплекса | 9 | 13 | 84 | 170 | 23 | 3 | 46 | 211 | 104 |
| Бердичевские граниты и винницыты | Нет | 6 | 31 | 46 | 30 | 5 | 100 | 120 | 11 |
| Аплит-пегматоидные граниты (Среднее Побужье) | » | Нет | 28 | 64 | 30 | 3 | 40 | 150 | 17 |
| Синюхинские граниты | 16 | 7 | 18 | Нет | 24 | 60 | 150 | 250 | 40 |
| Новоукраинские граниты | Нет | Нет | 12 | 25 | 24 | 1 | 48 | 185 | 19 |
| Вознесенские граниты | » | » | 5 | 28 | 22 | 1 | 38 | 132 | 13 |
| Кировоградские граниты | » | » | 11 | 20 | 28 | 3 | 70 | 150 | 17 |
| Житомирские граниты | » | » | 9 | 23 | 37 | 1 | 43 | 300 | 28 |

соотношения некоторых элементов в гранатах. Так, отношение иттербия к иттрию во многих породах и минералах обычно близкое к 1 : 10, в гранатах гайворонского комплекса возрастает до 1 : 2. Такие элементы, как никель и кобальт, в гранатах вообще играют незначительную роль, и при этом нередко их соотношение обратное: кобальт преобладает над никелем.

## 8.2. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Изучение акцессорных минералов в последние годы приобрело чрезвычайно важное значение, помогая решать большой ряд петрологических и металлогенических задач. Их содержание и ассоциации, особенности свойств и состава служат довольно надежным критерием определения формационной принадлежности гранитоидов. Например, установлено, что содержание апатита довольно закономерно снижается по мере перехода от ранних к поздним гранитоидным формациям Украинского щита: наиболее высокое содержание его в эндербитах (до 2800 г/т), диоритах и плагиогранитах (1000—1500 г/т) про- и протогеосинклинальных этапов; в формации нормальных гранитов лишь в некоторых разностях содержание апатита достигает 1000 г/т; в формации лейкократовых гранитов протогеосинклинального этапа оно не превышает 200 г/т, а в гранитах субплатформенного и платформенного этапов еще ниже. Содержание циркона, наоборот, возрастает от ранних к поздним: от 15—20 г/т в эндербитах и плагиогранитах до 1500—2000 г/т в гранитах субплатформенного коростенского и платформенного пержанского комплексов.

Среди гранитоидов прогеосинклинального этапа, для которых в общем характерно умеренное (200—400 г/т) содержание циркона, выделяются граниты мокромосковского, анадольского и житомирского комплексов, в которых содержание циркона редко превышает 25—50 г/т.

Содержание других акцессорных минералов в гранитоидах Украинского щита изменяется менее закономерно. Так, сфен, будучи в целом более характерным для гранитоидов протогеосинклинального и в меньшей степени прогеосинклинального этапа, в максимальных количествах установлен в гранитах салтычанского комплекса (до 10 000 г/т), в диоритах и гранодиоритах звенигородского комплекса (5000—10 000 г/т). Обогащены сфеном уманские граниты, особенно их порфиробластические разности (до 3800 г/т), гранодиориты осницкого комплекса содержат его до 2000 г/т; в монацитоносных гранитах он практически отсутствует.

Монацит по сравнению со сфеном распространен не так широко, главным образом в гранитоидах протогеосинклинального этапа. Максимально обогащены им граниты анадольского комплекса; содержится монацит также в гранитах бердичевского комплекса; в заметных количествах (до 100 г/т) присутствует он в гранитах новоукраинского и кировоградского комплексов, в аплит-пегматоидных гранитах Среднеприднепровского района. Еще менее распрост-

раненным, но довольно типичным акцессорным минералом для некоторых гранитоидов Украинского щита является ортит. Максимальное содержание его (до 500 г/т и больше) установлено в гранитах салтычанского и токовского комплексов. Характерен он также для некоторых разностей плагиогранитов и диоритов прогеосинклинального и протогеосинклинального этапов.

Для пород эндербитовой формации характерен сравнительно бедный набор акцессорных минералов. Так, в чарнокитах и эндербитах токмакского комплекса устанавливается циркон-апатит-магнетитовая и циркон-апатит-магнетит-ильменитовая ассоциация. В подчиненном количестве обнаруживается сфен, изредка — монацит. Для гайворонского комплекса типична циркон-апатит-ильменитовая ассоциация; монацит появляется редко, совместно с калиевым полевым шпатом; магнетита очень мало, или он совсем отсутствует.

Для гранитоидов формации тоналитов, плагиогранитов и диоритов ведущим минералом является сфен. Днепропетровский комплекс характеризуется магнетит-апатит-циркон-сфеновой ассоциацией. Весьма часто встречаются здесь ильменит, ортит, рутил, пирит; в гранито-гнейсах комплекса вместо ильменита и ортита появляются пирротин и гранат. В гранодиоритах звенигородского комплекса установлена апатит-сфен-цирконовая ассоциация, а в плагиогранитах — циркон-апатитовая и циркон-апатит-сфеновая. В гранодиоритах, кроме того, часто встречается ортит, в плагиогранитах — монацит, гранат; магнетит присутствует во всех разностях комплекса. Сфен-апатит-цирконовая ассоциация характерна и для пород шевченковского комплекса Приазовья; в них постоянно встречаются также магнетит, ортит, ильменит, реже — рутил, гранат, флюорит.

Апатит-ортит-магнетит-ильменитовая и циркон-апатит-сфеновая ассоциации установлены в диоритах обиточненского комплекса. В гранитах осницкого комплекса ведущими являются циркон-сфен-апатитовая и циркон-сфен-магнетитовая ассоциации, а в гранодиоритах — сфен-циркон-апатитовая.

Резко выделяется по ассоциации акцессорных минералов формация чарнокитов и гранитов щита; ведущим акцессорным минералом здесь становится монацит. Так, в породах бердичевского комплекса установлены монацит-циркон-апатит-магнетитовая и циркон-апатит-магнетитовая ассоциации, которые дополняются ильменитом, сфеном, ортитом, флюоритом. Вторая ассоциация, с ильменитом, чаще встречается в чарнокитах.

В гранитоидах новоукраинского комплекса главная ассоциация акцессорных минералов почти такая же — монацит-циркон-апатит-магнетитовая; часто появляются ильменит, анатаз, сфен, ортит; монацит более обычен в кварцевых монцонитах, диоритах и пироксеновых гранитах.

Для формации нормальных гранитов щита характерными являются следующие ассоциации акцессорных минералов: апатит-цирконовая — для апобазитовых и монацит-цирконовая — для апопелитовых гранитов росинского комплекса; монацит-цирконовая — для синюхинского комплекса; циркон-апатитовая и монацит-циркон-апатитовая — для гранитов богуславского комплекса; монацит-циркон-апатитовая и, изредка, сфен-цирконовая — для ставищенского комплекса; апатит-сфен-цирконовая с магнетитом и монацит-цирконовая — соответственно для гранитов апобазитового и апопелитового ряда уманского комплекса; апатит-цирконовая и, реже, монацит-цирконовая — для житомирского комплекса. Апатит-циркон-монацитовая ассоциация наиболее характерна для пород мокромосковского комплекса; дополняется она ортитом, магнетитом, ильменитом, мартитом, реже и в незначительных количествах флюоритом, уранинитом, рутилом, молибденитом, силлиманитом.

Сфен-ортит-цирконовый и ортит-сфен-циркон-ильменит-апатитовый парагенезисы характерны для гранитов салтычанского комплекса Приазовья.

Как видно, наиболее типичным, практически постоянно присутствующим акцессорным минералом формации нормальных гранитов является циркон. Ведущая же роль может принадлежать в зависимости от состава исходных пород и условий кристаллизации апатиту, магнетиту, сфену, реже — ортиту. Во всех ассоциациях в большем или меньшем количестве встречаются сфен и ортит.

Анадольские граниты Приазовья содержат монацит-циркон-апатит-магнетитовую ассоциацию; токовские граниты, относящиеся к той же формации, —

циркон-апатит-сфеновую; кроме того, в них появляется более поздний ортит и торит.

Формация граносиенитов субплатформенного этапа отличается высоким содержанием акцессорных минералов, особенно ильменита, сфена, циркона. *Очень характерными минералами формации являются чевкинит*, топаз, флюорит, бастнезит. Цирконовая, циркон-ильменитовая и циркон-ильменит-флюоритовая ассоциации установлены в гранитах рапакиви.

Формация субщелочных гранитов платформенного этапа характеризуется очень высоким содержанием флюорита и топаза, в значительных количествах присутствуют сфен, циркон, малакон, апатит, монацит, магнетит, ильменит. Довольно распространенными являются также ксенотим, торит, циннвальдит, касситерит, кальцит, вольфрамит, чевкинит, фенакит, гентгельвин.

**Циркон** — наиболее распространенный акцессорный минерал в гранитоидах, обладающий, по сравнению с такими тоже довольно широко распространенными минералами, как апатит, сфен, монацит, несравненно большим количеством признаков, которые могут быть использованы в качестве корреляционных. Цирконы из разных гранитоидных комплексов и формаций различаются по окраске, облику кристаллов, их внутреннему строению, а также по химическому составу.

В гранитоидах Украинского щита преобладают светлоокрашенные прозрачные и полупрозрачные розовые цирконы, имеющие разные оттенки: кремовые, желтоватые, сероватые. Желтовато-розовые цирконы характерны для прогеосинклинальных плагиогранитов. Более густоокрашенные буровато-розовые, бурые и коричневые цирконы встречаются в гранитоидах всех формаций, но обычно в меньшем количестве по сравнению со светлоокрашенными; они, как правило, представляют более позднюю генерацию. Коричневый циркон преобладает в порфировидных гранитах кировоградского комплекса, а также в нормальных и *лейкократовых обогащенных микроклином гранитах* Среднего Приднепровья. Цирконы коричневого и буровато-коричневого цвета очень характерны для гранитов коростенского комплекса. Заметно выделяются цирконы из чарнокитоидов (токмакский и гайворонский комплексы), имеющие наиболее чистую окраску в розовых и сиренево-розовых тонах; кристаллы их чаще всего прозрачные, с *сильным, до алмазного, блеском граней и сглаженных ребер*.

Наиболее распространенные морфологические типы цирконов в гранитоидах Украинского щита — гиацинтовый, цирконовый и копьевидный (рис. 20). Цирконы из гранитоидов субплатформенного и платформенного этапов характеризуются сочетанием хорошо развитой призмы {110} и дипирамиды {111}, *т. е. относятся к цирконовому типу. Цирконы гиацинтового типа с преобладающим* развитием призмы {100} и дипирамиды {111} наиболее характерны для эндербитов и плагиогранитов прогеосинклинального этапа (токмакский, гайворонский и днепропетровский комплексы). В большинстве гранитоидных комплексов протогеосинклинального этапа присутствуют цирконы гиацинтового и *переходного гиацинто-копьевидного типа; для последнего характерно сочетание* с призмой {100} тупой {111} и острой {311} дипирамид. Как правило, наряду с кристаллами гиацинтового типа встречается то или иное количество кристаллов переходного типа, в которых наряду с призмой {100} значительно развита призма {110}.

*Для большинства гранитоидных комплексов Украинского щита, особенно* автохтонных, характерны зональные цирконы. При этом в более молодых гранитоидах, как правило, они имеют более сложное строение, за исключением цирконов из гранитоидов субплатформенного этапа, почти однородных или с одной бесцветной регенерационной оболочкой вокруг метамиктного ядра.

*Имеющиеся данные о химическом составе цирконов из гранитоидов Украин*ского щита довольно противоречивы. Так, в монографии [2] указывается, что максимально обогащены гафнием ($HfO_2$ — до 1,7—1,9 %) цирконы из гранитов подольского (бердичевского) и кировоградско-житомирского комплексов; они характеризуются наиболее низкими значениями отношения $ZrO_2/HfO_2$ (35—43), а наиболее высокими (62) — гранитоиды *осницкого комплекса. По данным* разных исследователей, содержание $HfO_2$ в цирконах из гранитоидов Украинского

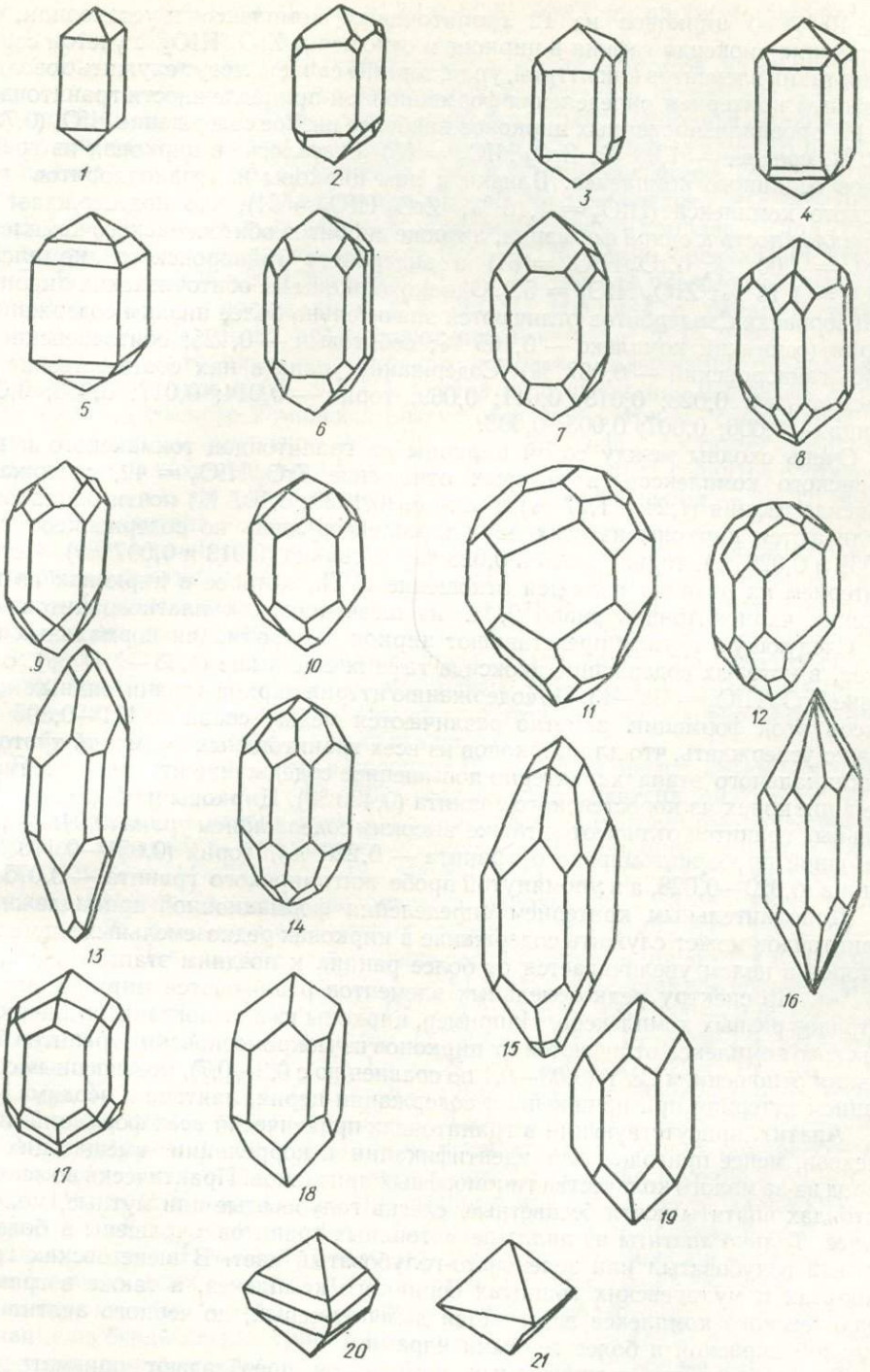



Рис. 20. Морфологические типы цирконов в гранитоидных комплексах Украинского щита

щита меняется от 0,8 до 2,1, причем диапазон изменения в пределах даже одного комплекса (например, коростенского) достигает 0,6 %; отношение $ZrO_2/HfO_2$ при этом меняется от 45 до 76. Нам кажется, что это связано скорее всего с аналитическими погрешностями при определении гафния спектральным методом из предварительно выделенной суммы диоксида циркония и гафния. Мы проанализировали рентгенофлюоресцентным методом (точность определения

Hf ± 10 %) 40 цирконов из 12 гранитоидных комплексов и установили, что содержание диоксида гафния в цирконе и отношение $ZrO_2/HfO_2$, с учетом содержания таких элементов как иттрий, уран, торий и свинец, могут служить довольно надежным критерием определения формационной принадлежности гранитоидов.

Из проанализированных цирконов наиболее низкое содержание $HfO_2$ (0,72—1,18 %, среднее — 1,03 %; $ZrO_2/HfO_2 = 55$) оказалось в цирконах из гранитоидов осницкого комплекса. Близки к ним цирконы из гранодиоритов гайсинского комплекса ($HfO_2 = 1,16$ %; $ZrO_2/HfO_2 = 51$), что подтверждает их принадлежность к одной формации, а также диоритов обиточненского комплекса ($HfO_2 = 1,00$ %; $ZrO_2/HfO_2 = 61$) и эндербитов гайворонского комплекса ($HfO_2 = 1,16$ %; $ZrO_2/HfO_2 = 52$). Однако цирконы из обиточненских диоритов и гайворонских эндербитов отличаются значительно более низким содержанием иттрия (осницкий комплекс — 0,165 %; собитовый — 0,125; обиточненский — 0,046; гайворонский — 0,037 %). Содержание урана в них соответственно составляет (%): 0,028; 0,018; 0,011; 0,069; тория — 0,014; 0,017; 0,013; 0,003; свинца — 0,006; 0,007; 0,003; 0,008.

Очень сходны между собой цирконы из гранитоидов токмакского и гайворонского комплексов, в которых отношение $ZrO_2/HfO_2 = 49$, содержание диоксида гафния (1,24 и 1,27 %) и иттрия (0,102 и 0,107 %) почти одинаковое. Различаются цирконы из этих двух комплексов лишь по содержанию урана (0,039 и 0,029 %), тория (0,020 и 0,028 %) и свинца (0,013 и 0,007 %). Четким критерием их отличия является отношение U/Th, которое в цирконах из токмакских чарнокитоидов равно 2, а из шевченковских плагиогранитов — 1.

Следующую группу представляют цирконы из формации нормальных гранитов, в которых содержание диоксида гафния еще выше (1,38—1,47 %), отношение $ZrO_2/HfO_2 = 38$—43. По содержанию иттрия цирконы гранитоидных комплексов этой формации заметно различаются между собой (0,121—0,395 %). Можно утверждать, что для цирконов из всех гранитоидных формаций протогеосинклинального этапа характерно повышенное содержание иттрия, максимальное в цирконах из коростенского гранита (0,420 %). Цирконы из формации нормальных гранитов отличаются также высоким содержанием урана (0,048—0,090, а в одной пробе житомирского гранита — 0,223 %), тория (0,051—0,170 %) и свинца (0,020—0,028, а в упомянутой пробе житомирского гранита — 0,075 %).

Дополнительным критерием определения формационной принадлежности гранитоидов может служить содержание в цирконах редкоземельных элементов, которое в целом увеличивается от более ранних к поздним этапам (от 0,1 до 1,6 %). По спектру редкоземельных элементов различаются цирконы из гранитоидов разных комплексов. Например, цирконы из плагиогранитов днепропетровского комплекса отличаются от цирконов из мокромосковских гранитов более низким отношением Ce/Y (0,03—0,1 по сравнению с 0,3—0,7), повышенным содержанием иттербия при пониженном содержании церия, лантана и неодима [114].

**Апатит**, присутствующий в гранитоидах практически всех формаций и комплексов, менее пригоден для идентификации и корреляции вмещающих его пород из-за малого количества типоморфных признаков. Практически во всех гранитоидах апатиты почти бесцветные, слегка голубоватые или мутные, молочно-белые. Только апатиты из аплит-пегматоидных гранитов окрашены в более заметный голубоватый или зеленовато-голубоватый цвет. В шепетовских гранодиоритах и мухаревских гранитах осницкого комплекса, а также в гранитах бердичевского комплекса встречается дымчато-серый, до черного апатит с зональной окраской и более темными ядрами.

В большинстве гранитоидных комплексов преобладают призматические кристаллы апатита с удлинением 2,4—3,0 и довольно однообразным набором простых форм: гексагональной призмы $\{10\bar{1}0\}$, дипирамид $\{10\bar{1}1\}$ и $\{11\bar{2}0\}$ и в различной степени развитого пинакоида $\{000\bar{1}\}$.

По составу среди апатитов, в которых фтор резко преобладает над хлором, выделяются безводные и гидроксилсодержащие разности. Первые более характерны для протогеосинклинальных, а вторые — для прогеосинклинальных гранитоидов. Различаются они и по содержанию марганца, обычно более высокому в апатитах из протогеосинклинальных гранитоидов. Так, в гранитах житомир-

ского комплекса апатиты содержат до 0,44 % MnO; из прогеосинклинальных гранитоидов — снижается до 0,04 %.

Наиболее информативной характеристикой для апатитов из гранитоидов является содержание в них редкоземельных элементов и иттрия [2, 114]. Так, в плагиогранитах днепропетровского комплекса апатит обогащен церием (21—35 % суммы редких земель) и неодимом (24—29 %), которые заметно преобладают над иттрием (13—25 %), лантаном (4—9 %) и празеодимом (2—4 %). Элементы четных номеров после самария (0,5—8 %) преобладают над нечетными (0,1—0,5 %). В апатитах из гранитов мокромосковского комплекса, при общем содержании редкоземельных элементов 0,2—0,7 %, резко преобладает иттрий (28—70 %); неодим (5—20 %) и церий (2—15 %) заметно преобладают над лантаном (0,6—4,6 %) и празеодимом (0,7—2,0 %). Начиная с самария, четные элементы (2—11 %) резко преобладают над нечетными (0,1—2 %).

В апатитах из гранитов житомирского комплекса содержание редкоземельных элементов низкое (0,05—0,3 %). Состав их существенно цериевый. В гранитах же анадольского комплекса апатит обогащен иттрием, содержание которого, по данным рентгенофлюоресцентного анализа, достигает 2700 г/т. Общая сумма редкоземельных элементов в апатитах из этих гранитов составляет 0,8—1,4 %; из них на долю иттрия приходится 20—25; церия — 3—32; неодима — 3—19, лантана — 1—11; празеодима — 0,1—4 %.

**Монацит** в гранитоидах Украинского щита встречается значительно реже, чем циркон и апатит, и распределение его очень неравномерное. Монацит в гранитоидах бердичевского комплекса бледно-желтый, в аплит-пегматоидных гранитах обычно коричневый, бурый. Для гранитов житомирского комплекса характерны пестрые, серые, желтовато-серые монациты; для анадольских — желто-красные и желтые; для пегматоидных разностей — буро-красные; для аплит-пегматоидных и мокромосковских гранитов Среднеприднепровского района — обычно ярко-желтые и розовато-желтые.

Редкоземельные элементы в монаците [2, 114, 212] представлены в основном цериевой группой (Ce/Y = 10—60); содержание лантана низкое (от 13 до 29 %), а неодима и иттрия несколько повышено. Для гранитов житомирского комплекса характерно повышенное содержание иттрия и гадолиния и низкое церия (%): Ce — 44—47; La — 18—29; Nd — 14—21; Y—1—6; для монацитов из плагиогранитов Среднеприднепровского района: Ce — 53—55; La — 16—23; Y — 0,6—1,9; для мокромосковских гранитов: Ce — 44—53; La — 13—22, Y — 0,7—5,2. Повышенное содержание редких земель в монацитах из гранитов новоукраинского комплекса ($\Sigma TR_2O_3$ = 61,00 %); их состав (% общей суммы): Ce — 52,5; La — 22,6; Nd — 16,5; Pr — 6,0; Sm — 1,6; Gd — 0,5; Dy — 0,3. В монацитах анадольских гранитов ($\Sigma TR_2O_3$ = 57 %) состав TR следующий (% общей суммы): Ce — 44—47; La — 22—24; Nd — 17—22,4; Pr — 5,7—6,3; Y — 1,3—22; Yb — 0,1—0,4. Состав редкоземельных элементов в монацитах из бердичевских гранитов (%): Ce — 36—41; La — 21—25; Nd — 18—29; Pr — 7—11.

Типоморфным признаком для монацитов из гранитоидных комплексов различного возраста является также содержание в них тория и урана и их отношение [2, 116, 212]. Низкое содержание тория в монацитах из бердичевских гранитов (4,6—5,8 %), несколько выше (до 6,6—7,4 %) в монацитах из сингенетичных пегматитов. Повышение количества тория устанавливается в монацитах из аплит-пегматоидных гранитов и чарнокитов Побужья (до 11,28—12,09 %). Для монацитов из этих же пород характерно низкое содержание урана (0,08 %). Монацит из бердичевских гранитов содержит до 0,72 % $U_3O_8$, а из сингенетичных пегматитов и пегматоидных гранитов — 0,44 %. Наиболее низкое содержание урана и тория характерно для монацитов из гранитоидов Среднего Приднепровья (%): из плагиогранитов — U = 0,06—0,07; Th = 5—6; из розовых гранитов и пегматитов — U = 0,08—0,1; Th = 7—11.

# ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЭВОЛЮЦИЯ ИХ СОСТАВА ВО ВРЕМЕНИ

Системное изучение химического состава гранитоидов Украинского щита, впервые выполненное на формационной основе, проведено с целью выяснения их региональных петрохимических особенностей и закономерностей изменения состава во времени. Информационная база задачи, вмещающая около тысячи полных химических анализов с достаточно полной геолого-географической привязкой, была сформирована на носителях памяти ЭВМ в результате тщательного отбора первичных данных. В обработку вовлекались только те анализы, доброкачественность которых по результатам сопоставления с количественно-минералогическими подсчетами и данными ряда других контрольных проверок не вызывала сомнений. Основная петрохимическая информация получена по анализам гранитоидов из хорошо петрографически изученных коллекций авторов настоящей монографии. Привлечен также наиболее представительный материал из литературных источников с подробным петрографическим описанием анализируемых пород и удовлетворяющий ряду формально-статистических требований. Таким образом, использованный массив петрохимических данных является, в сущности, массивом реперных петрохимических проб, созданным специально для решения поставленных задач.

Группировка химических анализов производилась по гранитоидным комплексам в соответствии с принятой в настоящей работе схемой их классификации. Такой подход обеспечил достаточное для масштаба работы расчленение гранитоидов на возрастные группы, позволил учесть особенности их локализации в мегаблоках, прошедших различный путь геотектонического развития и, наконец, дал возможность рассматривать формационно близкие образования в пределах различных мегаблоков в качестве условно обособленных породных ассоциаций. Во избежание некорректного сопоставления гранитоиды каждого комплекса по содержанию $SiO_2$, как это уже практиковалось [1, 88], были разделены на 4 группы:

I — гранитоиды низкой кремнекислотности — 57,0—62,0 % $SiO_2$;
II — умереннокислые гранитоиды — 62,0—68,0 % $SiO_2$;
III — кислые гранитоиды — 68,0—75,0 % $SiO_2$;
IV — ультракислые гранитоиды — более 75,0 % $SiO_2$.

Соответственно, для каждой группы гранитоидов в каждом конкретном комплексе рассчитывались статистические параметры распределения, ставшие основой дальнейших сопоставлений. Количество таких групп в комплексе, количественное распределение анализов гранитоидов между группами и их состав дали возможность судить о дифференцированности комплексов и выявить структуру петрохимического различия и подобия комплексов, объединяемых в одну формацию.

Для оценки того или иного петрохимического признака кроме среднего содержания широко использовались различные коэффициенты, характеризу-

ющие изменчивость одного или группы петрогенных компонентов. Основными коэффициентами, использованными в работе, являются следующие [62]:

$$C = \frac{Ca \cdot 100\ \%}{Mg + Fe + Ca}; \quad K = \frac{K \cdot 100\ \%}{Na + K};$$

$$Fe = \frac{Fe \cdot 100\ \%}{Mg + Fe}; \quad S = \frac{Si \cdot 100\ \%}{Al + Si};$$

$$A = \frac{(Na + K) \cdot 100\ \%}{Al + Na + K}; \quad H = \frac{(Mg + Fe + Ca) \cdot 100\ \%}{Al + Mg + Fe + Ca};$$

$$O = \frac{Fe_2O_3 \cdot 100\ \%}{Fe_2O_3 + FeO}; \quad \alpha = \frac{(K + Na) \cdot 100\ \%}{K + Na + Ca + Mg};$$

$$\beta = \frac{K_2O + Na_2O}{CaO}.$$

Кроме того, рассчитывались и использовались другие коэффициенты, в частности:

$$Alk = K + (Na - Ca);$$

$$Ag = \frac{(Na_2O + K_2O) \cdot 100\ \%}{Al_2O_3};$$

$$AC = Al_2O_3 - (2CaO + Na_2O + K_2O).$$

Наряду с традиционными приемами расчета статистических параметров распределения признаков и их сопоставления по соответствующим формальным критериям широко использован также факторный анализ (метод главных компонент), который в результирующей форме совмещения диаграмм факторных нагрузок и значений позволяет изобразить различие рассматриваемых объектов как по оценке значений признаков, так и по отношению к структуре связи признаков. Использование в факторном анализе перечисленных выше петрохимических коэффициентов способствовало получению более четкой структуры объектов изучения, что, в свою очередь, облегчило проведение геологической интерпретации.

Наглядное представление об относительной петрохимической контрастности сопоставляемых гранитоидных комплексов дало вычисление обобщенных расстояний Махалонобиса (ОРМ) между ними и информационного веса вклада каждого признака в это расстояние. Полученные на основе данных приемов многомерной статистики данные позволили в графической форме показать количественную и качественную специализацию сопоставляемых объектов.

## 9.1. ГРАНИТОИДЫ ПРОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Гранитоиды прогеосинклинального этапа расчленены на две крупные по объему формации — эндербитов и тоналитов и плагиогранитов.

Среди гранитоидов формации эндербитов наиболее полно петрохимически охарактеризован гайворонский комплекс. В его составе представлены образования всех четырех групп, выделяемых по содержанию $SiO_2$. В пределах наиболее глубинных и хорошо сохранившихся Завальевского и Ятранского блоков [223] преимущественно развиты гранитоиды II группы, которые с полным основанием можно рассматривать в качестве характерных представителей этого комплекса. Следует подчеркнуть, что гранитоиды II группы в гайворонском комплексе являются наиболее представительными не только потому, что они здесь преобладают количественно, но и, главным образом, потому, что представлены образованиями, хорошо сохранившими свой первичный химический и минеральный состав. Как правило, это типичные эндербиты, реже — плагиочарнокиты и мангерит-чарнокиты, резко отличающиеся своим внешним обликом от более кислых разновидностей комплекса.

Гранитоиды III и IV групп гайворонского комплекса локализованы преимущественно в пределах переработанного Первомайско-Голованевского блока и

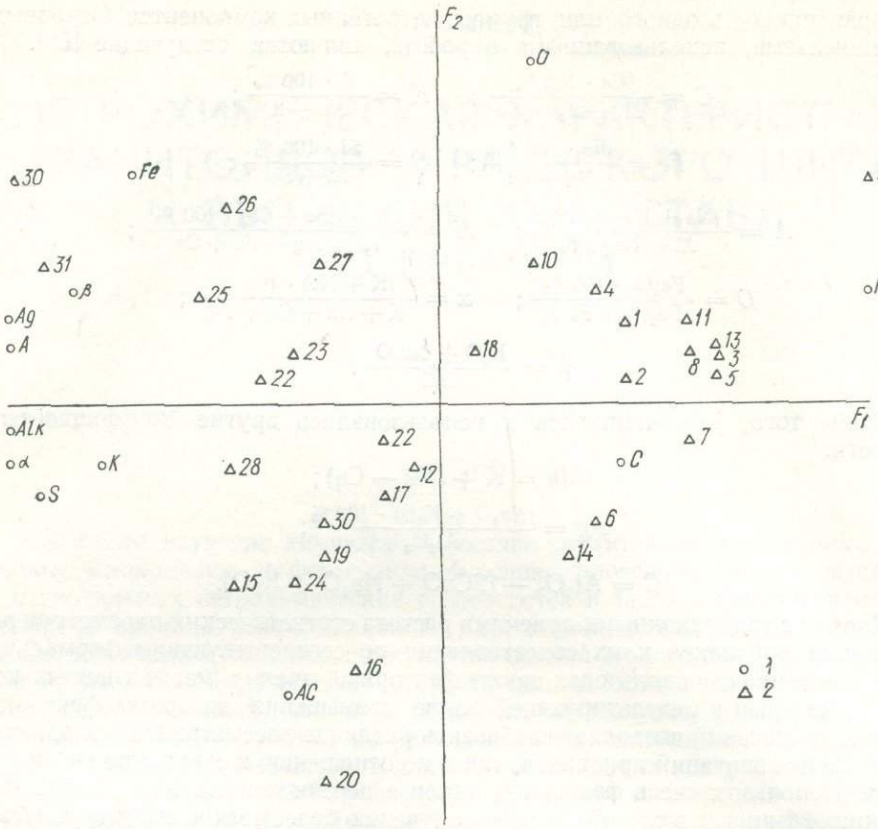



Рис. 21. Диаграмма распределения факторных нагрузок и факторных значений среднего химического состава гранитоидных комплексов Украинского щита:

*1* — факторные нагрузки (петрохимические коэффициенты); *2* — факторные значения (гранитоидные комплексы). *Комплексы* (цифры на диаграмме): *1* — гайворонский; *2* — токмакский; *3* — днепропетровский; *4* — шевченковский; *5* — тетиевский; *6* — ингулецкий; *7* — звенигородский; *8* — сурский; *9* — обиточненский; *10* — осницкий; *11* — собитовый; *12* — новоукраинский; *13* — букинский; *14* — бердичевский; *15* — житомирский; *16* — синюхинский; *17* — кировоградский; *18* — демуринский; *19* — росинский; *20* — ставищенский; *21* — богуславский; *22* — уманский; *23* — салтычанский; *24* — мокромосковский; *25* — анадольский; *26* — токовский; *27* — восточноприазовский; *28* — коростенский; *29* — корсунь-новомиргородский; *30* — пержанский; *31* — каменномогильский

представлены лейкократовыми чарнокитоидами с довольно заметным удельным весом в их минеральном составе калиевого полевого шпата. Значительную их часть составляют гранито-гнейсы с четкими признаками диафторического образования по чарнокитоидам эндербитового типа.

Усредненный валовой химический состав гранитоидов гайворонского комплекса (табл. 39), хотя и имеет ряд характерных особенностей, в целом соответствует гранитоидным комплексам Украинского щита, в которых резко преобладающим типом полевого шпата является плагиоклаз. Это отчетливо видно на факторной диаграмме (рис. 21), где все гранитоиды указанного типа сконцентрированы в пределах небольшого пространства.

Наиболее характерной петрохимической особенностью гранитоидов гайворонского комплекса является их повышенная основность. Среднее значение коэффициента *H* для гранитоидов этого комплекса составляет около 30 %, что довольно резко выделяет их на фоне большинства других гранитоидных комплексов Украинского щита, в которых это значение обычно не поднимается выше 20 %. Причем необходимо отметить, что общий суммарный эффект высокой основности в гранитоидах гайворонского комплекса возник не столько за счет наличия в его составе пород с низкой кремнекислотностью (I группа), сколько за счет довольно резко повышенной основности гранитоидов ведущей II группы. Среднее значение коэффициента *H* для этой группы составляет более 43 %, что в 1,5—2,0 раза превышает основность гранитоидов той же группы в боль-

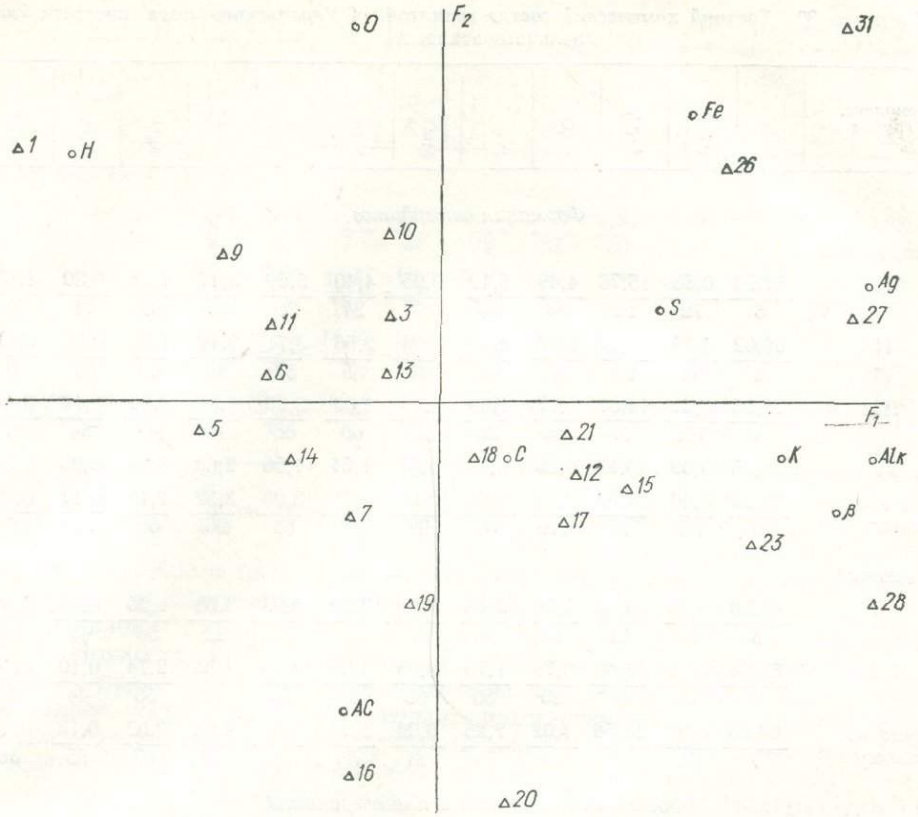



Рис. 22. Диаграмма распределения факторных нагрузок и факторных значений среднего химического состава гранитоидов II группы кислотности из гранитоидных комплексов Украинского щита.

Условные обозначения см. на рис. 21

шинстве других комплексов. Эта особенность гранитоидов гайворонского комплекса отчетливо отразилась на факторной диаграмме (рис. 22) и на диаграмме ОРМ (рис. 23).

Высокая основность гранитоидов гайворонского комплекса сочетается с неожиданно низкой общей кальциевостью, что составляет главную петрохимическую особенность этого комплекса. Из этих данных становится очевидным, что повышенная основность гранитоидов рассматриваемого комплекса не связана с высоким содержанием в них кальция, а обусловлена другими причинами. Соответствующий анализ материала показывает, что прежде всего повышенную основность определяет высокая железистость гранитоидов комплекса (*Fe* для гранитоидов II группы составляет 57 %), обусловленная повышенным содержа-

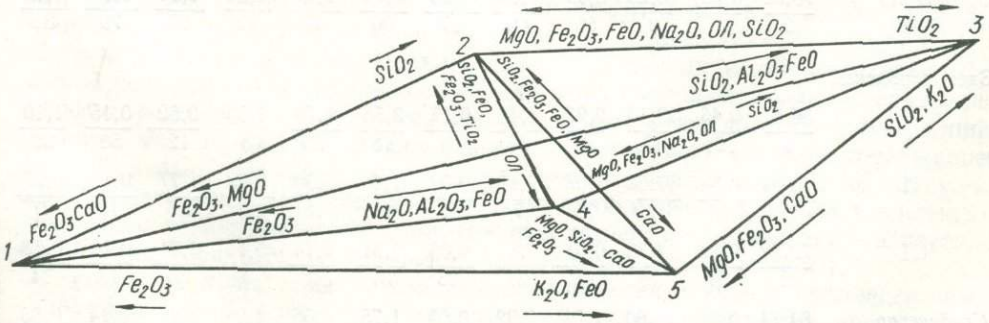



Рис. 23. Обобщенные расстояния Махалонобиса между гранитоидами II группы гайворонского (*1*), бердичевского (*2*), новоукраинского (*3*), собитового (*4*) и букинского (*5*) комплексов

Таблица 39. **Средний химический состав гранитоидов Украинского щита прогеосинклинального этапа, %**

| Комплекс, группа | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ОЛ * |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | *Формация эндербитов* | | | | | | | |
| Гайворонский | | | | | | | | | | | | |
| I | 57,93 | 0,58 | 15,76 | 4,49 | 5,12 | 0,05 | 4,40 | 5,09 | 3,17 | 1,38 | 0,30 | 1,63 |
| | 6 | 72 | 22 | 83 | 23 | 47 | 24 | 30 | 26 | 39 | 71 | 23 |
| II | 65,02 | 0,70 | 14,49 | 6,57 | 2,10 | 0,08 | 2,56 | 3,71 | 3,19 | 1,20 | 0,02 | 0,67 |
| | 2 | 92 | 20 | 75 | 43 | 93 | 35 | 57 | 33 | 53 | 37 | 51 |
| III | 71,85 | 0,21 | 14,81 | 1,12 | 1,39 | 0,03 | 0,62 | 2,26 | 3,88 | 2,99 | 0,12 | 0,44 |
| | 3 | 103 | 11 | 66 | 35 | 89 | 60 | 66 | 18 | 49 | 84 | 37 |
| IV | 78,65 | 0,09 | 10,19 | 0,66 | 3,16 | 0,07 | 1,54 | 1,56 | 2,60 | 0,35 | 0,05 | 0,62 |
| *Среднее по комплексу* | 68,23 | 0,40 | 14,63 | 3,14 | 2,21 | 0,05 | 1,76 | 3,05 | 3,52 | 2,13 | 0,11 | 0,68 |
| | 9 | 113 | 19 | 119 | 66 | 96 | 87 | 63 | 26 | 68 | 119 | 69 |
| Токмакский | | | | | | | | | | | | |
| I | 61,38 | 0,48 | 16,45 | 1,26 | 5,48 | 0,12 | 3,50 | 5,98 | 3,68 | 1,20 | 0,30 | 0,49 |
| | 6 | 38 | 12 | 15 | 66 | 53 | 50 | 55 | 12 | 56 | 43 | 25 |
| III | 69,06 | 0,24 | 16,09 | 0,78 | 1,76 | 0,05 | 1,29 | 3,13 | 4,58 | 2,74 | 0,10 | 0,48 |
| | 4 | 25 | 8 | 20 | 50 | 65 | 38 | 55 | 10 | 56 | 44 | 30 |
| *Среднее по комплексу* | 66,63 | 0,37 | 15,58 | 1,02 | 2,95 | 0,06 | 2,13 | 3,57 | 4,02 | 3,07 | 0,19 | 0,61 |
| | 7 | 33 | 7 | 24 | 74 | 81 | 56 | 62 | 12 | 67 | 55 | 36 |
| | | | | | *Формация тоналитов и плагиогранитов* | | | | | | | |
| Днепропетровский | | | | | | | | | | | | |
| I | 59,05 | 0,50 | 18,10 | 2,22 | 3,83 | 0,10 | 3,76 | 5,71 | 4,15 | 1,14 | 0,28 | 1,48 |
| | 3 | 29 | 4 | 23 | 23 | 76 | 36 | 23 | 25 | 28 | 29 | 39 |
| II | 67,78 | 0,39 | 15,75 | 1,90 | 2,06 | 0,04 | 1,34 | 2,90 | 4,77 | 1,60 | 0,09 | 1,37 |
| | 2 | 12 | 3 | 47 | 52 | 17 | 43 | 14 | 5 | 23 | 82 | 45 |
| III | 70,17 | 0,29 | 15,28 | 1,02 | 2,15 | 0,04 | 0,96 | 3,37 | 4,46 | 1,51 | 0,09 | 0,94 |
| | 2 | 32 | 5 | 40 | 53 | 56 | 46 | 32 | 12 | 42 | 42 | 46 |
| *Среднее по комплексу* | 66,19 | 0,37 | 16,27 | 1,52 | 2,70 | 0,06 | 1,93 | 4,07 | 4,39 | 1,39 | 0,16 | 1,16 |
| | 8 | 39 | 9 | 49 | 48 | 93 | 81 | 39 | 16 | 39 | 66 | 47 |
| Шевченковский | | | | | | | | | | | | |
| III | 70,83 | 0,20 | 16,29 | 0,99 | 0,76 | 0,03 | 0,54 | 3,01 | 4,66 | 1,34 | 0,07 | 1,12 |
| | 2 | 3 | 2 | 50 | 60 | 67 | 96 | 40 | 12 | 39 | 79 | 32 |
| *Среднее по комплексу* | 70,83 | 0,20 | 16,29 | 0,99 | 0,76 | 0,03 | 0,54 | 3,01 | 4,66 | 1,34 | 0,07 | 1,12 |
| | 2 | 3 | 2 | 50 | 60 | 67 | 96 | 40 | 12 | 39 | 79 | 32 |
| Звенигородский | | | | | | | | | | | | |
| I | 55,51 | 0,46 | 19,16 | 2,27 | 4,46 | 0,17 | 3,55 | 7,79 | 4,56 | 0,62 | 0,15 | 1,10 |
| | 5 | 124 | 13 | 30 | 16 | 61 | 18 | 23 | 3 | 12 | 50 | 20 |
| II | 63,99 | 0,38 | 17,55 | 1,05 | 2,85 | 0,07 | 1,46 | 3,56 | 5,23 | 1,77 | 0,14 | 0,97 |
| | 4 | 28 | 1 | 75 | 7 | 57 | 14 | 18 | 11 | 25 | 48 | 27 |
| III | 72,22 | 0,12 | 14,73 | 0,61 | 1,83 | 0,06 | 0,61 | 2,13 | 5,11 | 1,71 | 0,14 | 0,58 |
| | 2 | 54 | 48 | 48 | 37 | 43 | 37 | 46 | 4 | 36 | 18 | 34 |
| *Среднее по комплексу* | 64,74 | 0,30 | 16,90 | 1,24 | 2,92 | 0,09 | 1,75 | 4,55 | 4,98 | 1,40 | 0,14 | 0,85 |
| | 12 | 104 | 14 | 73 | 43 | 78 | 77 | 64 | 8 | 49 | 34 | 37 |

*Окончание табл. 39*

| Комплекс, группа | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ОЛ * |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Тетиевский | | | | | | | | | | | | |
| I | 57,80 | 0,79 | 17,57 | 2,21 | 5,15 | 0,10 | 2,63 | 5,19 | 3,68 | 2,68 | 0,35 | 1,58 |
| | 5 | 27 | 7 | 38 | 15 | 37 | 30 | 15 | 18 | 43 | 48 | 59 |
| II | 63,43 | 0,50 | 16,47 | 1,52 | 3,49 | 0,08 | 2,39 | 4,30 | 3,84 | 2,39 | 0,19 | 0,76 |
| | 2 | 34 | 8 | 48 | 20 | 44 | 33 | 14 | 9 | 22 | 41 | 41 |
| III | 70,63 | 0,32 | 14,95 | 1,02 | 1,52 | 0,04 | 0,90 | 1,81 | 3,48 | 3,99 | 0,04 | 0,97 |
| | 3 | 37 | 7 | 46 | 32 | 46 | 4 | 54 | 12 | 34 | 36 | 84 |
| *Среднее по комплексу* | 69,25 | 0,61 | 16,68 | 1,75 | 3,88 | 0,08 | 2,17 | 4,18 | 3,68 | 2,88 | 0,24 | 1,22 |
| | 9 | 44 | 9 | 49 | 42 | 49 | 45 | 37 | 15 | 42 | 74 | 69 |

* ОЛ — $\Sigma$ ($H_2O + CO_2$).

Примечание. В числителе представлено среднее содержание компонентов, в знаменателе — коэффициенты вариации

нием $Fe_2O_3$. Кроме того, в определенной мере это связано также с относительным заниженным содержанием в породах $Al_2O_3$.

*Аналоги гранитоидов I группы гайворонского комплекса в таблицах* С. Р. Нокколдса [239] отсутствуют. Гранитоиды II группы, которая, как указывалось, является наиболее представительной в данном комплексе, с полным основанием могут быть сопоставлены с представленной в этих таблицах группой «гиперстенсодержащих тоналитов». Сравнение показывает, что при близком содержании $SiO_2$ эндербиты Побужья содержат меньше CaO и $Al_2O_3$, а также значительно больше $Fe_2O_3$ (соответственно 1,46 %, по С. Р. Нокколдсу, и 6,56 % в породах II группы гайворонского комплекса). Различия в содержании других оксидов незначительны. Сравнение среднего содержания с использованием критерия Стьюдента (95 %-ный уровень значимости) полностью подтверждает статистическую значимость выявленных различий. Что же касается пород III группы рассматриваемого комплекса, то в них также проявлена указанная тенденция и, кроме того, отмечается повышенное содержание $K_2O$.

Сопоставление гранитоидов гайворонского комплекса с однотипными образованиями той же формационной принадлежности Кольского полуострова [89] также показало, что эндербиты Побужья отличаются от них более низким содержанием $Al_2O_3$ и CaO и значительно более высоким $Fe_2O_3$. Таким образом, имеются все основания утверждать, что отмеченные особенности химического состава пород гайворонского комплекса действительно являются их характерными региональными петрохимическими признаками, что позволяет их рассматривать в качестве типоморфных.

Общей особенностью химического состава гранитоидов, объединяемых в формацию тоналитов и плагиогранитов, является их четко выраженный натриевый характер. Почти 3-кратное преобладание $Na_2O$ над $K_2O$ во всех группах гранитоидов днепропетровского, ингулецкого, шевченковского и звенигородского комплексов дает убедительное доказательство их устойчивой петрохимической специфичности, выдержанной на огромных площадях. По сравнению с рассмотренными выше древними эндербитами в составе данной формации шире развиты малоизмененные разновидности с достаточно высоким содержанием $SiO_2$. Довольно ощутимое преобладание гранитоидов III группы фиксируется в днепропетровском, ингулецком, шевченковском и звенигородском комплексах. Несколько особняком здесь стоят граниты тетиевского комплекса, в которых преобладают гранитоиды повышенной основности (I и II группы).

Наиболее полно в петрохимическом отношении изучен в настоящее время днепропетровский комплекс. Гранитоиды I группы комплекса представлены преимущественно амфиболсодержащими разновидностями, которые, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к породам, слабо пересыщенным

$SiO_2$, $Al_2O_3$ и бедным щелочами. По содержанию главных химических компонентов породы соответствуют в основном составу диоритов и кварцевых диоритов, отличаясь от среднего химического состава этих пород, по Р. Дэли, низким содержанием $K_2O$ и высоким $Al_2O_3$. Соответствующий тип пород в таблицах С. Р. Нокколдса отсутствует, но наиболее близок ему по составу «роговообманкобиотитовый диорит». Во всех без исключения анализах пород рассматриваемой группы устанавливается четкое кальциплетовое уклонение (от среднего, по Р. Дэли, кварцевого диорита) со значением от 3,0 до 0,6. При этом необходимо подчеркнуть, что параметр *C* выше даже его среднего значения для диоритов, что дает основание рассматривать указанную особенность химического состава этих пород в качестве их типоморфного признака.

Породы II и III групп кремнекислотности (при ощутимом преобладании последней), по классификации А. Н. Заварицкого, также относятся к породам, пересыщенным $SiO_2$ и бедным щелочами. Во всех анализах устанавливается четкое алкалиптоховое уклонение по отношению как к среднему составу докембрийского гранита, так и к составу щелочноземельного гранита, по Р. Дэли. В равной мере четко выражено в составе этих групп гранитоидов кальциплетовое уклонение, что роднит последние с породами I группы. При поэлементном сравнении состава пород III группы с мировым кларком С. Р. Нокколдса для «биотитовых тоналитов» устанавливается их близость по содержанию почти всех элементов за исключением FeO (кларк С. Р. Нокколдса почти на 1 % выше), MnO и CaO. Учитывая близкие значения среднего содержания $Fe_2O_3$, разница в содержании FeO сказалась на окисленности железа — в плагиогранитах днепропетровского комплекса значения этого коэффициента выше. По общей железистости и степени окисления железа рассматриваемые плагиограниты занимают промежуточное положение между андезитовым и коровоанатектическим типами плагиогранитов, по классификации Л. В. Таусона [162].

Понижение содержания FeO предопределило несколько повышенную лейкократовость плагиогранитов данного комплекса. Последние близки олигоклазовым гранитам Койкарской глыбы Центральной Карелии [35], для которых, по мнению С. Б. Лобач-Жученко, очень характерна лейкократовость.

Повышенная лейкократовость связана также с довольно высоким содержанием в них $Al_2O_3$. Эта особенность состава плагиогранитов хорошо выявляется при их сравнении с тоналитами и плагиогранитами габбро-плагиогранитовой и диорит-плагиогранитовой формации фанерозоя [1]. При этом совершенно четко видно, что плагиограниты древнейших докембрийских формаций отличаются от аналогичных пород фанерозоя более высоким содержанием $Al_2O_3$ и $Na_2O$, более низким FeO, $K_2O$ и MnO. Соответственно, для них характерны более высокие значения Na/K и Mg/Fe.

## 9.2. ГРАНИТОИДЫ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Гранитоиды протогеосинклинального этапа представлены позднеархейскими и раннепротерозойскими образованиями. Первые из них развиты преимущественно в пределах Среднеприднепровского мегаблока, вторые — на остальной территории щита. Гранитоиды протогеосинклинального этапа весьма разнообразны и по вещественно-генетическим признакам расчленяются на ряд комплексов различной формационной принадлежности (табл. 40).

К позднеархейским образованиям формации диоритов и тоналитов относятся гранитоиды сурского комплекса, в составе которого главную роль играют породы II группы кремнекислотности, по минеральному составу отвечающие тоналитам. Значительную часть комплекса слагают также плагиограниты, относящиеся к III группе кремнекислотности. Удельный вес в составе комплекса пород I и IV групп незначительный. По классификации А. Н. Заварицкого, гранитоиды комплекса относятся к породам, пересыщенным кремнеземом и глиноземом. По соотношению *a* и *c* разделяются на умеренно богатые щелочами ($a : c > 4$) и бедные щелочами ($4 > a : c > {}^5/_2$). При общей близости химического состава сурских тоналитов к аналогичным породам днепропетровского

Таблица 40. **Средний химический состав гранитоидов Украинского щита протогеосинклинального этапа, %**

| Комплекс, группа | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ОЛ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Формация диоритов и тоналитов* | | | | | | | | | | | | |
| Сурский | | | | | | | | | | | | |
| II | 65,57 | 0,39 | 17,03 | 1,68 | 2,14 | 0,04 | 1,91 | 4,11 | 4,26 | 1,38 | 0,29 | 1,13 |
| | 1 | 23 | 5 | 40 | 39 | 42 | 41 | 10 | 13 | 25 | 116 | 34 |
| III | 71,74 | 0,25 | 15,26 | 0,85 | 1,54 | 0,03 | 0,53 | 2,97 | 4,89 | 1,19 | 0,09 | 0,73 |
| | 3 | 39 | 7 | 48 | 37 | 44 | 39 | 24 | 9 | 42 | 43 | 51 |
| *Среднее по комплексу* | 68,34 | 0,33 | 16,24 | 1,30 | 1,87 | 0,04 | 1,29 | 3,59 | 4,55 | 1,29 | 0,20 | 0,95 |
| | 5 | 36 | 8 | 53 | 42 | 46 | 71 | 22 | 13 | 33 | 133 | 45 |
| Обиточненский | | | | | | | | | | | | |
| I | 56,93 | 0,63 | 17,35 | 3,60 | 2,98 | 0,23 | 3,32 | 7,08 | 2,82 | 2,95 | 0,28 | 1,19 |
| | 5 | 45 | 17 | 53 | 34 | 171 | 84 | 36 | 14 | 53 | 75 | [illegible] |
| II | 62,54 | 0,51 | 16,59 | 2,03 | 2,75 | 0,08 | 2,82 | 4,51 | 4,14 | 2,91 | 0,23 | 0,98 |
| | 1 | 69 | 7 | 28 | 10 | 17 | 26 | 21 | 14 | 22 | 22 | 57 |
| *Среднее по комплексу* | 59,16 | 0,50 | 16,86 | 2,46 | 3,46 | 0,12 | 4,02 | 6,11 | 3,91 | 2,08 | 0,12 | 1,01 |
| | 6 | 47 | 14 | 51 | 34 | 147 | 77 | 34 | 27 | 60 | 64 | 31 |
| *Формация диоритов, гранодиоритов и гранитов* | | | | | | | | | | | | |
| Осницкий | | | | | | | | | | | | |
| I | 58,91 | 0,67 | 17,74 | 2,57 | 3,96 | 0,10 | 2,23 | 5,07 | 4,49 | 2,64 | 0,26 | 1,56 |
| | 2 | 7 | 4 | 30 | 25 | 9 | 9 | 10 | 9 | 13 | 8 | 22 |
| II | 64,29 | 0,60 | 16,69 | 3,78 | 2,20 | 0,08 | 1,48 | 3,30 | 3,68 | 3,87 | 0,18 | 1,01 |
| | 5 | 26 | 13 | 93 | 36 | 45 | 26 | 27 | 27 | 33 | 67 | 30 |
| III | 71,73 | 0,32 | 14,76 | 0,92 | 1,43 | 0,09 | 0,51 | 1,51 | 3,84 | 4,22 | 0,07 | 1,03 |
| | 3 | 15 | 5 | 40 | 54 | 12 | 43 | 39 | 16 | 13 | 41 | 27 |
| *Среднее по комплексу* | 65,83 | 0,51 | 16,20 | 2,31 | 2,36 | 0,09 | 1,29 | 3,05 | 3,96 | 3,68 | 0,16 | 1,16 |
| | 3 | 37 | 11 | 99 | 55 | 25 | 59 | 53 | 19 | 28 | 65 | 32 |
| Собитовый | | | | | | | | | | | | |
| I | 60,40 | 0,62 | 17,45 | 2,59 | 3,78 | 0,08 | 2,50 | 4,96 | 4,19 | 1,83 | 0,24 | 1,49 |
| | 2 | 29 | 1 | 36 | 17 | 30 | 20 | 3 | 11 | 21 | 15 | 19 |
| II | 65,49 | 0,53 | 15,36 | 1,73 | 3,25 | 0,04 | 2,45 | 2,75 | 3,50 | 3,65 | 0,11 | 1,27 |
| | 2 | 45 | 10 | 37 | 15 | 53 | 39 | 29 | 14 | 28 | 29 | 33 |
| III | 69,12 | 0,40 | 14,30 | 1,80 | 3,33 | 0,08 | 1,36 | 2,18 | 3,50 | 3,04 | 0,12 | 0,75 |
| | 2 | 67 | 3 | 61 | 41 | 48 | 36 | 43 | 20 | 60 | 50 | 24 |
| *Среднее по комплексу* | 63,92 | 0,57 | 15,94 | 2,15 | 3,58 | 0,07 | 2,47 | 3,83 | 3,74 | 2,55 | 0,17 | 1,08 |
| | 6 | 38 | 10 | 35 | 23 | 44 | 41 | 37 | 16 | 48 | 43 | 35 |
| Демуринский | | | | | | | | | | | | |
| II | 66,65 | 0,62 | 15,89 | 1,37 | 3,03 | 0,05 | 1,39 | 2,74 | 3,57 | 3,63 | 0,13 | 1,02 |
| | 2 | 48 | 8 | 35 | 37 | 40 | 22 | 20 | 22 | 22 | 24 | 32 |
| III | 70,39 | 0,40 | 14,53 | 1,07 | 2,19 | 0,03 | 1,07 | 2,11 | 3,52 | 3,89 | 0,08 | 1,27 |
| | 1 | 22 | 4 | 44 | 22 | 83 | 36 | 25 | 6 | 10 | 47 | 44 |
| *Среднее по комплексу* | 68,78 | 0,49 | 15,11 | 1,20 | 2,55 | 0,05 | 1,21 | 2,38 | 3,54 | 2,78 | 0,10 | 1,16 |
| | 3 | 46 | 8 | 40 | 35 | 63 | 32 | 26 | 15 | 16 | 42 | 41 |
| *Формация чарнокитов и гранитов* | | | | | | | | | | | | |
| Новоукраинский | | | | | | | | | | | | |
| I | 60,71 | 1,05 | 15,25 | 3,38 | 5,47 | 0,09 | 1,69 | 4,15 | 3,25 | 2,92 | 0,44 | 1,17 |
| | 1 | 32 | 8 | 79 | 46 | 21 | 25 | 7 | 19 | 22 | 45 | 46 |
| II | 65,82 | 0,60 | 15,36 | 1,05 | 3,72 | 0,06 | 1,14 | 3,60 | 2,88 | 4,33 | 0,25 | 1,14 |
| | 3 | 45 | 5 | 32 | 35 | 52 | 46 | 63 | 31 | 36 | 71 | 67 |

| Комплекс, группа | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ОЛ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| III | 71,22 | 0,38 | 14,37 | 0,91 | 2,02 | 0,02 | 0,64 | 1,48 | 2,86 | 5,64 | 0,13 | 0,65 |
| | 2 | 40 | 13 | 63 | 36 | 55 | 59 | 55 | 27 | 19 | 12 | 43 |
| *Среднее по комплексу* | 67,77 | 0,58 | 14,67 | 1,39 | 3,19 | 0,05 | 0,96 | 2,61 | 3,03 | 4,60 | 0,24 | 0,90 |
| | 7 | 61 | 9 | 113 | 60 | 65 | 60 | 57 | 19 | 28 | 76 | 57 |
| Букинский | | | | | | | | | | | | |
| I | 59,75 | 0,79 | 16,26 | 1,83 | 5,02 | 0,08 | 2,98 | 4,97 | 3,19 | 3,69 | 0,36 | 0,90 |
| | 2 | 24 | 2 | 39 | 16 | 32 | 22 | 17 | 10 | 16 | 19 | 29 |
| II | 62,67 | 0,65 | 15,96 | 1,64 | 3,49 | 0,09 | 2,52 | 3,35 | 3,02 | 4,84 | 0,28 | 1,21 |
| | 1 | 19 | 5 | 37 | 10 | 13 | 15 | 9 | 8 | 9 | 6 | 64 |
| *Среднее по комплексу* | 60,44 | 0,76 | 16,19 | 1,78 | 4,66 | 0,09 | 2,87 | 4,55 | 3,15 | 3,96 | 0,34 | 0,97 |
| | 3 | 24 | 6 | 38 | 21 | 28 | 22 | 23 | 10 | 18 | 21 | 44 |
| Бердичевский | | | | | | | | | | | | |
| I | 60,79 | 0,56 | 18,08 | 1,99 | 2,01 | 0,03 | 1,61 | 2,97 | 5,19 | 4,67 | 0,06 | 1,53 |
| | 2 | 14 | 10 | 12 | 36 | 20 | 33 | 4 | 16 | 3 | 33 | 18 |
| II | 65,84 | 0,60 | 15,34 | 2,09 | 4,01 | 0,05 | 2,39 | 2,43 | 3,23 | 2,89 | 0,08 | 1,09 |
| | 2 | 63 | 9 | 70 | 31 | 58 | 18 | 24 | 12 | 30 | 54 | 46 |
| III | 67,65 | 0,37 | 14,67 | 0,51 | 3,24 | 0,04 | 1,32 | 2,11 | 3,41 | 3,27 | 0,08 | 1,36 |
| | 4 | 21 | 6 | 69 | 40 | 42 | 42 | 25 | 11 | 16 | 67 | 29 |
| *Среднее по комплексу* | 65,94 | 0,54 | 15,37 | 1,68 | 3,66 | 0,05 | 2,06 | 2,39 | 3,42 | 3,12 | 0,08 | 1,19 |
| | 4 | 61 | 10 | 83 | 36 | 57 | 32 | 25 | 19 | 28 | 55 | 40 |
| Немировский | | | | | | | | | | | | |
| II | 64,57 | 0,74 | 15,41 | 1,63 | 3,57 | 0,06 | 2,00 | 3,79 | 3.73 | 2,65 | 0,14 | 1,47 |
| | 3 | 108 | 7 | 71 | 27 | 46 | 32 | 25 | 15 | 40 | 64 | 40 |
| III | 70,21 | 0,31 | 14,79 | 0,79 | 2,09 | 0,02 | 0,91 | 2,87 | 3,59 | 3,22 | 0,04 | 1,03 |
| | 2 | 57 | 5 | 78 | 43 | 40 | 57 | 29 | 16 | 32 | 112 | 59 |
| *Среднее по комплексу* | 65,94 | 0,54 | 15,37 | 1,68 | 3,66 | 0,05 | 2,06 | 2,39 | 3,42 | 3,12 | 0,08 | 1,19 |
| | 4 | 61 | 10 | 63 | 36 | 57 | 32 | 25 | 19 | 28 | 55 | 40 |
| *Формация нормальных гранитов* | | | | | | | | | | | | |
| Житомирский | | | | | | | | | | | | |
| II | 66,52 | 0,39 | 15,57 | 0,99 | 3,02 | 0,05 | 1,28 | 2,58 | 3,74 | 4,35 | 0,33 | 1,81 |
| | 2 | 10 | 3 | 17 | 12 | 29 | 23 | 18 | 5 | 8 | 17 | 90 |
| III | 70,80 | 0,29 | 14,14 | 0,63 | 2,26 | 0,03 | 1,02 | 1,22 | 3,66 | 4,75 | 0,25 | 0,91 |
| | 3 | 66 | 6 | 69 | 40 | 63 | 69 | 58 | 13 | 16 | 53 | 30 |
| IV | 75,20 | 0,20 | 13,01 | 0,64 | 1,48 | 0,08 | 0,45 | 0,76 | 2,38 | 4,73 | 0,18 | 0,82 |
| | 0,3 | 113 | 10 | 39 | 16 | 0 | 28 | 29 | 15 | 4 | 0 | 47 |
| *Среднее по комплексу* | 70,68 | 0,29 | 14,21 | 0,67 | 2,28 | 0,03 | 1,01 | 1,31 | 3,59 | 4,71 | 0,25 | 0,97 |
| Синюхинский | | | | | | | | | | | | |
| II | 65,04 | 0,53 | 16,61 | 0,81 | 5,18 | 0,23 | 2,01 | 2,35 | 4,38 | 1,78 | 1,10 | 1,21 |
| III | 73,40 | 0,25 | 13,09 | 0,39 | 1,89 | 0,04 | 0,36 | 1,13 | 3,27 | 4,16 | 0,14 | 1,51 |
| | 1 | 6 | 18 | 11 | 20 | 78 | 25 | 21 | 10 | 3 | 30 | 101 |
| *Среднее по комплексу* | 70,61 | 0,34 | 14,25 | 0,53 | 2,99 | 0,10 | 0,91 | 1,57 | 3,64 | 2,36 | 0,13 | 1,08 |
| | 7 | 47 | 18 | 46 | 64 | 103 | 104 | 47 | 19 | 41 | 30 | 122 |
| Кировоградский | | | | | | | | | | | | |
| II | 65,75 | 0,50 | 15,80 | 1,12 | 3,54 | 0,05 | 1,34 | 2,48 | 3,91 | 3,76 | 0,19 | 0,67 |
| | 2 | 16 | 5 | 30 | 18 | 50 | 18 | 25 | 12 | 30 | 60 | 70 |
| III | 70,55 | 0,40 | 14,39 | 0,05 | 2,43 | 0,03 | 0,82 | 1,54 | 3,32 | 4,36 | 0,13 | 0,66 |
| | 3 | 25 | 6 | 34 | 40 | 74 | 50 | 43 | 29 | 26 | 62 | 41 |

*Продолжение табл. 40*

| Комплекс, группа | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ОЛ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| IV | 76,02 | 0,10 | 14,36 | 0,08 | 0,64 | 0,01 | 0,51 | 0,50 | 3,50 | 4,19 | 0,04 | 0,69 |
| *Среднее по комплексу* | 68,70<br>5 | 0,43<br>28 | 15,00<br>7 | 0,99<br>39 | 2,84<br>38 | 0,04<br>65 | 1,03<br>42 | 1,90<br>44 | 3,58<br>23 | 4,09<br>27 | 1,15<br>67 | 0,67<br>54 |
| Росинский | | | | | | | | | | | | |
| II | 66,12<br>1 | 0,55<br>85 | 16,64<br>3 | 1,03<br>129 | 3,29<br>20 | 0,03<br>61 | 1,31<br>49 | 2,69<br>6 | 3,44<br>36 | 3,53<br>43 | 0,55<br>122 | 1,05<br>17 |
| III | 72,33<br>1 | 0,28<br>47 | 13,79<br>5 | 1,12<br>77 | 1,61<br>25 | 0,04<br>49 | 0,60<br>41 | 1,49<br>27 | 3,33<br>18 | 4,41<br>19 | 0,13<br>81 | 0,59<br>41 |
| *Среднее по комплексу* | 71,20<br>4 | 0,33<br>66 | 14,31<br>9 | 1,10<br>80 | 1,92<br>41 | 0,04<br>48 | 0,73<br>57 | 1,71<br>35 | 3,34<br>20 | 4,25<br>22 | 0,15<br>90 | 0,67<br>43 |
| Ставищенский | | | | | | | | | | | | |
| II | 66,55<br>2 | 1,06<br>15 | 14,94<br>5 | 0,47<br>105 | 4,68<br>20 | 0,20<br>120 | 1,45<br>2 | 2,47<br>21 | 2,90<br>12 | 3,67<br>12 | 0,30<br>0 | 0,84<br>74 |
| III | 71,04<br>2 | 0,35<br>74 | 14,62<br>8 | 0,41<br>116 | 1,99<br>58 | 0,03<br>52 | 1,29<br>69 | 1,47<br>43 | 2,82<br>22 | 4,80<br>14 | 0,12<br>64 | 0,09<br>45 |
| IV | 75,65<br>1 | 0,16<br>35 | 13,00<br>4 | 0,49<br>76 | 0,79<br>14 | 0,03<br>47 | 0,38<br>63 | 0,74<br>9 | 2,92<br>7 | 5,38<br>1 | 0,06<br>47 | 0,48<br>24 |
| *Среднее по комплексу* | 71,06<br>4 | 0,45<br>85 | 14,36<br>8 | 0,44<br>94 | 2,29<br>71 | 0,06<br>164 | 1,14<br>69 | 1,56<br>50 | 2,86<br>17 | 4,75<br>17 | 0,14<br>72 | 0,86<br>52 |
| Богуславский | | | | | | | | | | | | |
| II | 67,26<br>0 | 0,19<br>119 | 15,78<br>5 | 1,05<br>19 | 2,26<br>10 | 0,03<br>0 | 0,97<br>8 | 3,01<br>5 | 3,47<br>15 | 4,30<br>4 | 0,20<br>3 | 1,04<br>45 |
| III | 71,42<br>1 | 0,34<br>59 | 13,99<br>3 | 0,70<br>33 | 1,83<br>26 | 0,02<br>23 | 0,85<br>26 | 1,69<br>26 | 3,33<br>6 | 4,70<br>11 | 0,14<br>53 | 0,85<br>29 |
| *Среднее по комплексу* | 70,03<br>3 | 0,29<br>69 | 14,48<br>7 | 0,82<br>33 | 1,98<br>22 | 0,02<br>19 | 0,89<br>21 | 2,13<br>36 | 3,37<br>8 | 4,57<br>10 | 0,16<br>41 | 0,92<br>33 |
| Уманский | | | | | | | | | | | | |
| III | 71,67<br>2 | 0,25<br>59 | 13,62<br>5 | 0,97<br>56 | 1,71<br>52 | 0,04<br>73 | 0,73<br>52 | 1,78<br>20 | 3,53<br>18 | 4,28<br>20 | 0,11<br>66 | 0,99<br>42 |
| IV | 76,26 | 0,20 | 11,99 | 0,41 | 0,99 | 0,02 | 0,33 | 0,75 | 2,87 | 5,16 | 0,06 | 0,68 |
| *Среднее по комплексу* | 71,72<br>2 | 0,25<br>51 | 13,62<br>5 | 0,86<br>53 | 1,69<br>45 | 0,03<br>71 | 0,66<br>51 | 1,55<br>31 | 3,36<br>17 | 4,79<br>20 | 0,10<br>63 | 1,00<br>35 |
| Салтычанский | | | | | | | | | | | | |
| II | 67,36<br>0,3 | 0,77<br>12 | 14,28<br>1 | 0,95<br>15 | 3,97<br>4 | 0,03<br>47 | 1,57<br>36 | 1,85<br>1 | 3,24<br>19 | 5,13<br>5 | 0,26<br>40 | 1,12<br>16 |
| III | 70,11<br>3 | 0,42<br>62 | 14,24<br>6 | 1,26<br>71 | 2,15<br>45 | 0,04<br>53 | 0,74<br>54 | 1,71<br>27 | 3,32<br>12 | 4,99<br>14 | 0,17<br>71 | 0,88<br>23 |
| *Среднее по комплексу* | 69,88<br>3 | 0,47<br>57 | 14,23<br>6 | 1,59<br>69 | 2,28<br>45 | 0,03<br>56 | 0,78<br>54 | 1,97<br>24 | 3,32<br>13 | 4,91<br>14 | 0,19<br>67 | 0,90<br>23 |
| Мокромосковский | | | | | | | | | | | | |
| III | 72,69<br>2 | 0,16<br>48 | 13,89<br>7 | 0,51<br>73 | 1,65<br>41 | 0,04<br>95 | 0,78<br>48 | 1,34<br>29 | 3,63<br>13 | 4,12<br>16 | 0,06<br>63 | 0,90<br>42 |
| IV | 76,67 | 0,09 | 12,51 | 0,17 | 0,72 | 0,02 | 0,22 | 1,09 | 3,84 | 3,87 | 0,05 | 0,39 |
| *Среднее по комплексу* | 73,03<br>2 | 0,16<br>49 | 13,77<br>7 | 0,48<br>76 | 1,57<br>45 | 0,04<br>96 | 0,73<br>53 | 1,32<br>29 | 3,65<br>12 | 4,10<br>16 | 0,05<br>67 | 0,86<br>45 |

*Окончание табл. 40*

| Комплекс, группа | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ОЛ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Формация лейкократовых и субщелочных гранитов* | | | | | | | | | | | | |
| Анадольский | | | | | | | | | | | | |
| III | 71,99 | 0,22 | 14,29 | 0,84 | 1,33 | 0,05 | 0,29 | 1,32 | 3,64 | 5,22 | 0,08 | 1,01 |
| | 3 | 85 | 6 | 66 | 72 | 70 | 62 | 30 | 10 | 9 | 160 | 52 |
| Токовский | | | | | | | | | | | | |
| II | 65,85 | 0,25 | 16,42 | 2,25 | 0,98 | 0,02 | 0,81 | 2,79 | 4,98 | 4,51 | 0,14 | 0,78 |
| | 0,3 | 30 | 9 | 109 | 102 | 71 | 6 | 82 | 14 | 31 | 5 | 44 |
| III | 71,96 | 0,25 | 13,98 | 1,22 | 1,11 | 0,01 | 0,54 | 1,23 | 3,52 | 5,15 | 0,15 | 0,73 |
| | 2 | 47 | 5 | 22 | 30 | 33 | 31 | 24 | 7 | 9 | 36 | 23 |
| *Среднее по комплексу* | 71,34 | 0,25 | 14,23 | 1,33 | 1,09 | 0,01 | 0,56 | 1,39 | 3,67 | 5,09 | 0,12 | 0,74 |
| | 3 | 45 | 7 | 52 | 36 | 44 | 32 | 57 | 14 | 11 | 34 | 24 |

комплекса первые из них отличаются устойчиво повышенным содержанием $Al_2O_3$, CaO и MgO. В то же время в них ниже среднего содержание $K_2O$ и $SiO_2$. На диаграмме распределения факторных нагрузок и значений для гранитоидов II группы (рис. 22) отчетливо заметна некоторая обособленность положения сурских тоналитов, связанная с повышенной основностью этих образований. Что же касается гранитоидов III группы кремнекислотности сурского комплекса, то они, как это хорошо видно на рис. 24, не обнаруживают такой обособлен-

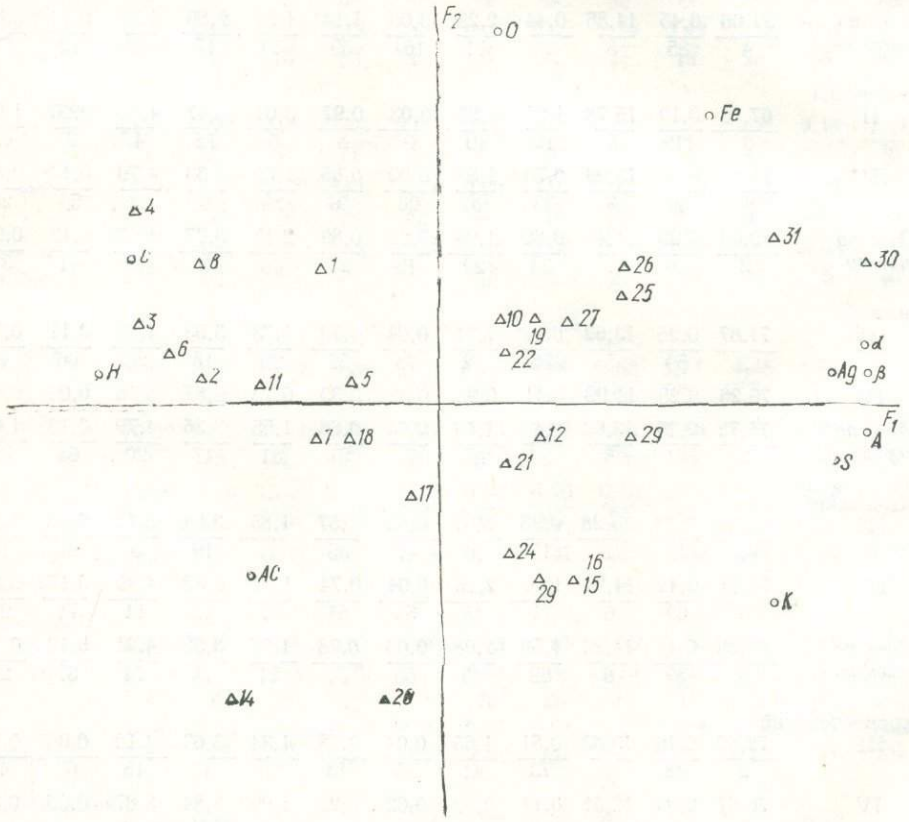



Рис. 24. Диаграмма распределения факторных нагрузок и факторных значений среднего химического состава гранитоидов III группы кислотности из гранитоидных комплексов Украинского щита.

Условные обозначения см. на рис. 21

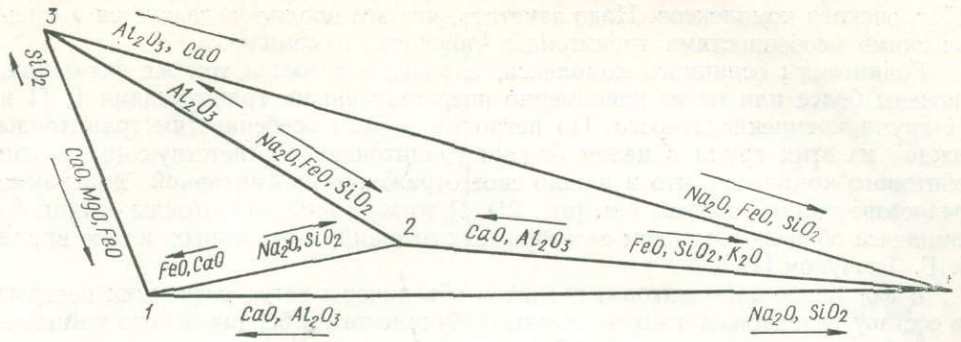



Рис. 25. Обобщенные расстояния Махалонобиса между гранитоидами III группы днепропетровского (*1*), сурского (*2*), шевченковского (*3*) и звенигородского (*4*) комплексов

ности и вместе с соответствующими породами днепропетровского, шевченковского и ингулецкого комплексов образуют относительно компактное поле в левой части диаграммы. Внутренняя структура этого поля изображена на рис. 25. Отмеченная особенность гранитоидов сурского комплекса хорошо выявляется на вариационных диаграммах, демонстрирующих характер связи содержания CaO, MgO, FeO, $Fe_2O_3$ с $SiO_2$.

Обиточненский комплекс представляет раннепротерозойские образования формации диоритов и тоналитов. Доминируют в его составе гранитоиды I и II групп. Эти породы обычно слабо пересыщены кремнеземом и недосыщены глиноземом, отношение *a* к *c* изменяется в пределах 1,5—4,5. Средний состав диорита обиточненского комплекса очень близок к среднему составу диорита, по Р. Дэли.

По особенностям химического состава гранитоиды обиточненского комплекса резко отличаются от соответствующих образований других гранитоидных комплексов Украинского щита. Резко обособленное положение занимают гранитоиды обиточненского комплекса на факторной диаграмме, на которой факторные нагрузки представлены коэффициентами, отражающими средневзвешенный состав гранитоидных комплексов (см. рис. 21). Совершенно очевидным петрохимическое своеобразие обиточненского комплекса представляется и на факторной диаграмме, учитывающей только данные по гранитоидам II группы кремнекислотности (см. рис. 22). Более высокие значения коэффициентов *H* и *O*, а также ряд других петрохимических различий не дают возможности параллелизовать гранитоиды обиточненского комплекса с какими-либо другими образованиями близкого состава, принадлежащими к другим гранитоидным комплексам.

Характерными представителями формации диоритов, гранодиоритов и гранитов являются гранитоиды гайсинского комплекса. В его составе преобладают гранитоиды I и II групп кремнекислотности, но довольно обычны и гранитоиды III группы. Гранитоиды I группы относятся к породам, пересыщенным CaO, о чем свидетельствует наличие в их составе нормативного диопсида. Гранитоиды II группы пересыщены кремнеземом и глиноземом, по соотношению *a* и *c* относятся к породам, бедным щелочами ($4 > a : c > {}^5/_2$). Гранитоиды III группы также пересыщены $SiO_2$ и $Al_2O_3$, но по характеру щелочности соответствуют породам, умеренно богатым щелочами. По средневзвешенному составу гранитоиды гайсинского комплекса близки к образованиям днепропетровского, сурского, гайворонского и других комплексов, отличающихся повышенной основностью. Вместе с ними на факторной диаграмме, построенной по средневзвешенному составу (см. рис. 21), они образуют очень сближенную группу точек. Довольно близки между собой по составу гранитоиды I группы кремнекислотности гайсинского и днепропетровского комплексов, а также гранитоиды II группы кремнекислотности гайсинского и ингулецкого комплексов (см. рис. 22). В то же время гранитоиды III группы кремнекислотности гайсинского комплекса петрохимически близки к гранитоидам тетиевского, токмакского и в определенной мере

гайворонского комплексов. Надо заметить, что это вполне согласуется с генетическими особенностями гранитоидов гайсинского комплекса.

Гранитоиды осницкого комплекса, входящие в состав той же формации, сложены более или менее равномерно представленными гранитоидами I, II и III групп кремнекислотности. По петрохимическим особенностям гранитоиды каждой из этих групп в целом близки гранитоидам соответствующих групп собитового комплекса, что и нашло свое отражение на факторной диаграмме средневзвешенного состава (см. рис. 21). В то же время гранитоиды осницкого комплекса обладают и рядом своеобразных отличий, отмеченных в свое время Л. Г. Ткачуком [170].

В формацию чарнокитов и гранитов объединены петрографически пестрые по составу гранитоиды новоукраинского, букинского и бердичевского комплексов, связанных с раннепротерозойским тектогенезом. Гранитоиды новоукраинского комплекса отличаются довольно высокой дифференциацией по содержанию $SiO_2$; преобладают гранитоиды II и III групп, составляющие в сумме около 80 % объема комплекса. По средним данным, гранитоиды I группы комплекса относятся к породам, слабо насыщенным $SiO_2$ и пересыщенным CaO. Гранитоиды остальных групп относятся к породам, пересыщенным $SiO_2$ и $Al_2O_3$. Средние значения отношения $a : c$ возрастают от первой к четвертой группе в следующем порядке: 2,9 (I); 3,1 (II); 8,2 (III); 17 (IV). Букинский комплекс представлен в основном гранитоидами низкой и умеренной кремнекислотности, недосыщенными глиноземом и бедными щелочами (в породах I и II групп $a : c < 4$). В составе гранитоидов бердичевского комплекса преобладают породы II (около 68 %) и III (около 30 %) групп кремнекислотности. Эти гранитоиды характеризуются рядом особенностей: в породах I группы отмечается необычно высокая для них щелочность ($a : c > 6$); II и III групп — очень сильная пересыщенность глиноземом ($a = 8{,}8$), а также повышенное содержание фемических компонентов.

Результаты факторного анализа подтверждают наличие специфических особенностей гранитоидов каждого из охарактеризованных комплексов описываемой формации. Средневзвешенный состав пород букинского комплекса сходен с составом гранитоидов собитового и днепропетровского комплексов, новоукраинского — ближе к кировоградскому и богуславскому. Несколько особняком располагаются граниты бердичевского комплекса. Эта же тенденция прослеживается и на факторных диаграммах, рассчитанных для каждой из отдельных групп пород (рис. 22, 24, 26).

Удельный вес гранитоидов пониженной кремнекислотности (I группа) в составе формации нормальных гранитов крайне незначительный. Преобладают гранитоиды III группы, составляющие нередко более 80 % объема комплекса. Согласно шкале Пикока, гранитоиды формации относятся к щелочноземельным образованиям; по классификации А. Н. Заварицкого — в основном ко второму классу пересыщенных $SiO_2$ пород, характеризующихся пересыщенностью глиноземом; по характеру щелочности относятся в основном к III и IV группам ($a : c > 8$; $8 > a : c > 4$). Почти повсеместно отмечается преобладание $K_2O$ над $Na_2O$. Содержание фемических компонентов невысокое. С повышением $SiO_2$ обычно увеличивается щелочность. Избыток кальция почти не фиксируется. Железистость пород колеблется в широких пределах (40—90).

Сопоставление гранитоидов различных комплексов описываемой формации со средними данными, по С. Р. Нокколдсу, показывает, что преобладающая их часть соответствует или приближается по составу к «биотитовым адамеллитам», содержащим около 4,5 % $K_2O$ и 3,5 % $Na_2O$. Высокое содержание $K_2O$ (5,5 % и более), соответствующее «кальцийщелочным» гранитам С. Р. Нокколдса, отмечается только в некоторых разновидностях гранитоидов описываемой формации (порфировидные граниты уманского комплекса и некоторые другие). Следует отметить, что порфировидные граниты почти всегда содержат больше $K_2O$, чем тесно связанные с ними равномернозернистые граниты.

На факторной диаграмме, построенной по средневзвешенным данным (см. рис. 21), гранитоиды комплексов, составляющих описываемую формацию, образуют две области концентрации. В первой из них расположились гранитоиды кировоградского, мокромосковского, росинского и богуславского комплексов,

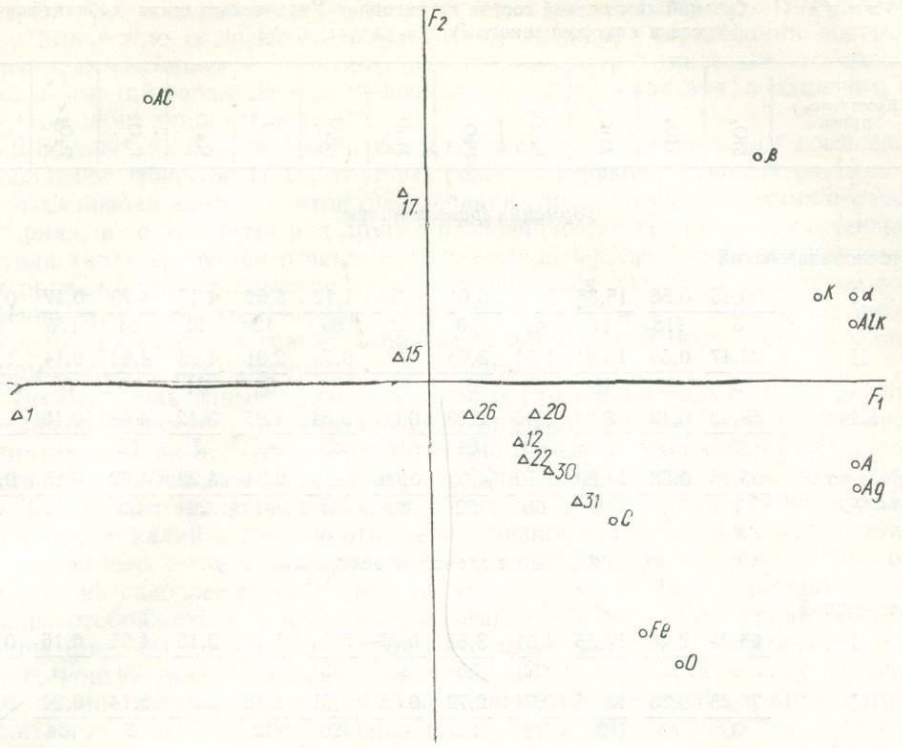



Рис. 26. Диаграмма распределения факторных нагрузок и факторных значений среднего химического состава гранитоидов IV группы кислотности из гранитоидных комплексов Украинского щита.

Условные обозначения см. на рис. 21

во второй — синюхинского и ставищенского комплексов. Несколько особняком, ближе к формации лейкократовых гранитоидов, расположились гранитоиды уманского комплекса, представляя собой как бы связующее звено между этими формациями. Близкая картина наблюдается на факторной диаграмме для гранитоидов II группы (см. рис. 22), где также обособились поля, представленные теми же двумя группами комплексов. Что же касается гранитоидов III группы (рис. 24), то здесь отмечается лишь перемещение гранитоидов синюхинского комплекса в основную группу.

К формации лейкократовых и субщелочных гранитов отнесены гранитоиды раннепротерозойского анадольского и позднеархейского токовского комплексов. Для гранитоидов этих комплексов характерно повышенное содержание $SiO_2$ и щелочей и, соответственно, пониженное содержание FeO, $Fe_2O_3$, MgO и CaO. Главную роль играют гранитоиды III группы кремнекислотности. Характерна пересыщенность глиноземом.

## 9.3. ГРАНИТОИДЫ СУБПЛАТФОРМЕННОГО И ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПОВ

Субплатформенный этап развития Украинского щита ознаменовался становлением крупных масс гранитоидов, слагающих формацию граносиенитов (восточноприазовский комплекс) и формацию гранитов рапакиви (коростенский и корсунь-новомиргородский комплексы). С платформенным этапом связаны гранитоиды формации субщелочных гранитов (каменномогильский и пержанский комплексы).

Следует отметить, что химический состав гранитоидов этих формаций достаточно хорошо изучен и в том или ином аспекте неоднократно освещался

Таблица 41. **Средний химический состав гранитоидов Украинского щита субплатформенного и платформенного этапов развития, %**

| Комплекс, группа | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ОЛ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | *Формация граносиенитов* | | | | | | | |
| Восточноприазовский | | | | | | | | | | | | |
| I | 60,45 | 0,58 | 15,36 | 2,59 | 6,01 | 0,04 | 1,12 | 3,62 | 4,15 | 4,79 | 0,17 | 0,78 |
| | 3 | 118 | 11 | 41 | 30 | 129 | 69 | 42 | 13 | 34 | 176 | 57 |
| II | 64,47 | 0,59 | 15,84 | 1,54 | 3,63 | 0,06 | 0,72 | 2,31 | 4,93 | 4,94 | 0,14 | 1,01 |
| | 2 | 61 | 18 | 93 | 51 | 68 | 53 | 50 | 34 | 16 | 68 | 40 |
| III | 69,42 | 0,42 | 13,37 | 1,46 | 2,93 | 0,06 | 0,64 | 1,95 | 3,42 | 4,98 | 0,16 | 1,12 |
| | 6 | 54 | 8 | 49 | 61 | 39 | 85 | 45 | 7 | 15 | 79 | 46 |
| *Среднее по комплексу* | 65,05 | 0,53 | 14,89 | 1,79 | 4,03 | 0,06 | 0,80 | 2,54 | 4,22 | 4,92 | 0,15 | 0,98 |
| | 7 | 77 | 15 | 65 | 52 | 68 | 69 | 51 | 24 | 20 | 108 | 45 |
| | | | | | *Формация гранитов рапакиви* | | | | | | | |
| Коростенский | | | | | | | | | | | | |
| I | 66,94 | 0,46 | 14,55 | 1,01 | 3,80 | 0,07 | 0,53 | 1,17 | 3,16 | 4,95 | 0,16 | 0,27 |
| | 1 | 19 | 9 | 22 | 30 | 16 | 35 | 24 | 22 | 20 | 34 | 70 |
| III | 70,65 | 0,33 | 13,15 | 0,94 | 2,79 | 0,05 | 0,51 | 1,48 | 3,22 | 5,14 | 0,24 | 0,24 |
| | 3 | 43 | 5 | 18 | 38 | 48 | 20 | 12 | 7 | 8 | 104 | 55 |
| *Среднее по комплексу* | 69,06 | 0,38 | 13,75 | 0,97 | 3,22 | 0,06 | 0,52 | 1,35 | 3,20 | 5,06 | 0,21 | 0,25 |
| | 4 | 34 | 8 | 19 | 35 | 35 | 25 | 20 | 14 | 42 | 88 | 57 |
| Корсунь-новомиргородский | | | | | | | | | | | | |
| I | 59,94 | 1,19 | 14,57 | 2,93 | 7,70 | 0,10 | 1,06 | 3,84 | 2,89 | 3,78 | 0,31 | 0,73 |
| III | 72,20 | 0,38 | 13,18 | 0,68 | 2,87 | 0,05 | 0,72 | 1,36 | 2,82 | 4,98 | 0,14 | 0,18 |
| | 3 | 33 | 3 | 48 | 27 | 31 | 20 | 37 | 7 | 5 | 46 | 30 |
| *Среднее по комплексу* | 70,16 | 0,51 | 13,42 | 1,06 | 3,67 | 0,06 | 0,78 | 1,77 | 2,83 | 4,78 | 0,17 | 0,27 |
| | 8 | 68 | 5 | 91 | 57 | 44 | 24 | 62 | 6 | 11 | 53 | 88 |
| | | | | | *Формация субщелочных гранитов* | | | | | | | |
| Пержанский | | | | | | | | | | | | |
| III | 72,88 | 0,28 | 12,87 | 1,46 | 1,65 | 0,02 | 0,30 | 0,56 | 3,86 | 5,00 | 0,05 | 0,34 |
| | 2 | 44 | 8 | 50 | 11 | 65 | 18 | 46 | 6 | 16 | 49 | 87 |
| IV | 75,20 | 0,17 | 11,87 | 1,08 | 1,74 | 0,02 | 0,24 | 0,64 | 3,33 | 5,03 | 0,01 | 0,23 |
| | 2 | 12 | 1 | 2 | 3 | 28 | 26 | 7 | 19 | 9 | 47 | 67 |
| *Среднее по комплексу* | 73,81 | 0,24 | 12,47 | 1,31 | 1,69 | 0,02 | 0,28 | 0,59 | 3,65 | 5,01 | 0,03 | 0,30 |
| | 2 | 45 | 7 | 42 | 8 | 47 | 21 | 32 | 12 | 12 | 71 | 78 |
| Каменномогильский | | | | | | | | | | | | |
| II | 66,34 | 1,25 | 12,30 | 4,25 | 3,55 | 0,30 | 0,18 | 2,18 | 3,02 | 5,10 | 0,08 | 2,26 |
| III | 71,79 | 0,11 | 13,19 | 1,71 | 2,29 | 0,14 | 0,08 | 0,86 | 3,75 | 4,83 | 0,05 | 1,65 |
| | 4 | 102 | 11 | 75 | 53 | 109 | 158 | 54 | 11 | 28 | 52 | 33 |
| IV | 77,64 | 0,06 | 13,86 | 0,93 | 0,79 | 0,05 | 0,06 | 0,86 | 4,13 | 4,52 | 0,06 | 1,17 |
| | 2 | 45 | 5 | 51 | 4 | 118 | 76 | 21 | 25 | 14 | 73 | 7 |
| *Среднее по комплексу* | 72,89 | 0,20 | 13,29 | 1,72 | 2,00 | 1,13 | 0,09 | 0,98 | 3,79 | 4,77 | 0,06 | 1,58 |
| | 6 | 177 | 10 | 79 | 64 | 109 | 127 | 55 | 17 | 23 | 53 | 34 |

в литературе. Учитывая это обстоятельство, а также совершенно отчетливую петрохимическую специфичность (щелочной характер) образований восточно-приазовского комплекса, отметим лишь главные петрохимические особенности пород формаций рапакиви и субщелочных гранитов, используя, в основном, полученные нами данные (табл. 41).

В составе как коростенского, так и корсунь-новомиргородского комплексов преобладают гранитоиды III группы, реже встречаются гранитоиды II и IV групп. Основная масса гранитов типа рапакиви представлена породами нормального ряда, в то же время ряд других разновидностей гранитов Коростенского плутона характеризуется отчетливо выраженной пересыщенностью глиноземом. Как правило, устанавливается преобладание калия над натрием, причем соотношение этих элементов нередко достигает значений 1,6—1,8. Более низкие значения отмечаются в гранитах рапакиви повышенной основности, в составе которых обычно присутствует роговая обманка.

Весьма характерным признаком гранитов рапакиви является их довольно высокая железистость, изменяющаяся в пределах 70—85 %. В то же время граниты рапакиви отличаются относительно низким содержанием $Fe_2O_3$ и соответственно невысокими значениями коэффициента окисленности железа.

Для гранитоидных комплексов формации субщелочных гранитов характерно низкое калий-натриевое отношение, низкое содержание кальция, титана, трехвалентного железа при сравнительно повышенном содержании натрия. Это одна из наиболее своеобразных по химическому составу формаций, что отчетливо отображается, в частности, на факторной диаграмме гранитоидов III группы (рис. 24), на которой породы формации занимают обособленное положение, контрастно отличаясь от гранитоидных комплексов других формаций щита крайне высокими значениями коэффициентов щелочности, кремнистости, агпаитности и железистости. Одновременно они характеризуются аномально низкими значениями коэффициентов основности, кальциевости и избыточной глиноземистости.

Вместе с тем внутри этой обособленной формации наблюдаются существенные различия химического состава относящихся к ней комплексов. Так, граниты каменномогильского комплекса заметно отличаются от гранитов пержанского комплекса по содержанию целого ряда элементов, в частности $SiO_2$ (в диапазоне содержания $SiO_2$, свойственного кислым гранитам III группы, они занимают крайнее положение), CaO, MgO и, особенно, по содержанию суммы летучих компонентов.

## 9.4. ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

С целью получения информации об эволюции состава гранитоидов Украинского щита во времени использованы следующие методические приемы. Усреднением реперных анализов был вычислен состав всех главных петрографических разновидностей комплексов. Затем с учетом распространенности этих породных разновидностей были получены средневзвешенные оценки химического состава каждого комплекса. По карте определялась площадь распространения каждого комплекса и ее процентный вклад в общую площадь распространения гранитоидов определенного возраста. Средний химический состав главных возрастных групп вычисляется методом средневзвешенного среднего, т. е. с учетом относительной распространенности отдельных комплексов.

Полученные оценки химического состава разновозрастных гранитоидов показали четкую тенденцию повышения кислотности и щелочности гранитоидов и уменьшения их основности во времени. При этом повышение щелочности происходит в основном за счет калия. Определенную тенденцию к снижению содержания в более молодых гранитоидах имеет и глинозем. Интересно также поведение во времени трех- и двухвалентного железа гранитоидов. В целом оно определяет, наряду с уменьшением содержания железа, увеличение коэффициента окисленности железа в гранитах от архея к протерозою (рис. 27).

Эволюцию химического состава гранитоидов во времени целесообразно обсуждать в связи с данными о масштабах гранитообразования в те или иные геохронологические периоды (рис. 28). При этом обращает на себя внимание раннепротерозойский период, на который приходится около половины гранитоидов щита по площади их распространения. Если же сюда включить и нерасчлененные гранитоиды позднего архея — раннего протерозоя, то количество этих гранитоидов достигает 76 %. Если учесть, что гранитоиды в целом составляют

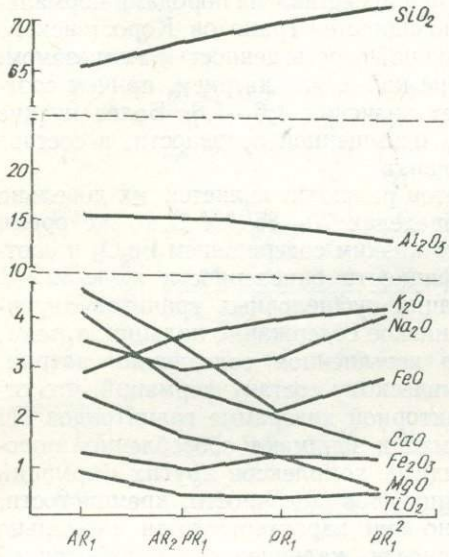



Рис. 27. Средний химический состав гранитоидов различного возраста Украинского щита

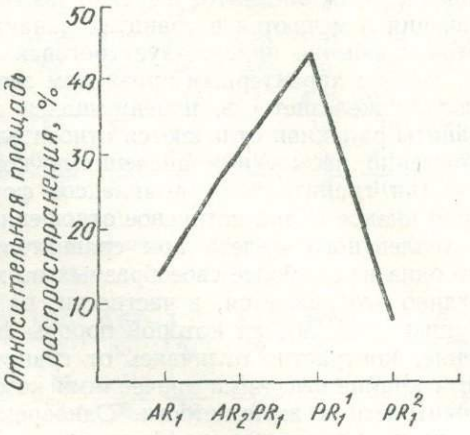



Рис. 28. Относительная распространенность гранитоидов различного возраста

75—78 % всех пород Украинского щита и что гранитоиды этапа стабилизации являются продуктами «активизации» тех же раннепротерозойских гранитов, становится ясной главнейшая роль последних в процессе корообразования. Можно констатировать, что химический состав гранитно-метаморфического слоя земной коры в пределах освещаемого региона в значительной мере определяется именно раннепротерозойскими гранитами.

Как следует из графика, приведенного на рис. 28, главное значение раннепротерозойского гранитообразования заключается в том, что с ним связано появление в гранитно-метаморфическом слое земной коры основных запасов калия. Учитывая подавляющее преобладание раннепротерозойских гранитов по площади над всеми остальными породами, следует исключить гипотезу о заимствовании калия из богатых калием пород предшествующих циклов развития и остановиться на гипотезе о его глубинном происхождении. Раннепротерозойское время является специфическим революционным этапом эволюции земной коры в целом, который можно назвать «гранитным» или «калиевым».

Отсюда следует, что петрохимия гранитоидов определяется как их принадлежностью к определенному этапу геотектонического развития, предопределяющего их формационный тип, так и общей эволюцией состава гранитоидов во времени. Именно этим, прежде всего, объясняются довольно значительные различия химического состава одноименных гранитоидных формаций.

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Значение геохимии редких элементов для решения ряда металлогенических и петрологических задач общеизвестно. Прежде всего, выявляя закономерности распределения и концентрации этих элементов в разных породах и определяя металлогеническую специализацию последних, мы можем разработать научные критерии поисков важных для народного хозяйства рудных месторождений. Поведение отдельных элементов и их ассоциаций определяется в значительной степени условиями геологических процессов, поэтому анализ содержаний и особенностей распределения ряда редких элементов позволяет судить об источнике вещества, из которого состоит та или иная порода, о времени и условиях ее образования, о ходе и очередности проявления определенных породообразующих процессов. И наконец, содержание и ассоциации редких элементов можно использовать для расчленения и корреляции метаморфических и магматических комплексов и формаций.

Геохимия гранитоидов Украинского щита наиболее детально рассмотрена в известной работе М. Н. Ивантишина [57]. За прошедшие с того времени 20 с лишним лет получены новые геологические и петрологические данные, позволившие в значительной мере уточнить представления о петрогенезисе гранитоидов, их возрасте и формационной принадлежности.

Для геохимической характеристики гранитоидов в данной работе использованы результаты количественного рентгенофлюоресцентного анализа. Определения велись на установке, разработанной и изготовленной в Опытном предприятии Института геохимии и физики минералов АН УССР под руководством А. К. Чебуркина. В качестве источника возбуждения характеристического рентгеновского излучения применялась рентгеновская трубка с серебряным анодом; $U_a = 46$ кВ, $I = 6$ мА; линия анода монохроматизировалась. Регистрация спектров осуществлялась спектрометром с кремний-литиевым детектором; разрешение его 280 эВ на линии 6,4 кэВ. Обработка спектров велась на ЭВМ М-6000 по программе, составленной А. В. Андреевым. Анализировался насыщенный слой тонко измельченной и спрессованной породы. Чувствительность анализа — $10^{-2}$—$10^{-4}$ %, относительная погрешность определения 5—10 %.

**Литий** относится к подгруппе щелочных металлов, объединяющей кроме него натрий, калий, рубидий и цезий. С этим связано подобие их свойств, в частности высокая химическая активность. В гранитоидах же он обычно концентрируется в биотите (916 г/т) и мусковите (2677 г/т), изоморфно замещая в первом случае магний и железо, а во втором — алюминий. Незначительное количество лития отмечается в составе роговой обманки (27 г/т), плагиоклаза (25 г/т), калиевого полевого шпата (18 г/т) и кварца (13 г/т) [100].

Среднее содержание лития в земной коре составляет 32 г/т. Гранитоиды наиболее обогащены этим элементом среди изверженных пород (40 г/т); только в глинах и сланцах содержание лития выше (60 г/т) [30]. Среди

гранитоидов при переходе от основных к более кислым разностям отмечается резкое обогащение литием: его содержание в гранодиоритах равно 18 г/т, в нормальных гранитах — 33, в аляскитовых — 80 г/т [104]. В бедных кальцием гранитоидах содержание лития почти в два раза выше, чем в богатых кальцием. Примерно так же отличаются по содержанию лития палингенные интрузивные гранитоиды (40 г/т) от автохтонных (25 г/т).

Распределение лития в гранитоидах Украинского щита изучалось группой украинских геохимиков под руководством Б. Ф. Мицкевича [109]. Ими рассчитан региональный кларк лития (33 г/т) и среднее его содержание в кислых породах (35 г/т). На основании полученных данных эти исследователи пришли к выводу, что повышенной литиеносностью характеризуются гранитоиды глиноземистые малокальциевые с повышенным содержанием щелочей (более 8 %). Эти гранитоиды формировались в условиях амфиболитовой фации. Меньше лития в более высокотемпературных гранитоидах (новоукраинский комплекс) и в гранитах, отличающихся повышенной кальциевостью (росинские). Однако нам кажется, что распределение лития в гранитоидах щита определялось несколько другими факторами.

Наиболее низкое содержание данного элемента зафиксировано в гранитоидах мокромосковского (10 г/т), гайворонского и днепропетровского (по 15 г/т), гайсинского (18 г/т), токовского, салтычанского, уманского, новоукраинского (по 20 г/т) комплексов. Заметно выше его содержание, прежде всего, в гранитоидах формации рапакиви (40—60 г/т), а также в гранитах кировоградского (58 г/т), житомирского и анадольского (по 50 г/т) комплексов. Резко повышенное содержание лития в субщелочных гранитах платформенного этапа (200 г/т).

Безусловно, определяющим фактором обогащенности гранитов литием является, прежде всего, их структурно-тектоническое положение и возраст: протерозойские платформенные и субплатформенные гранитоиды резко обогащены литием по сравнению с архейскими.

Среди гранитоидов одних и тех же формаций в архейских содержание лития значительно ниже, чем в протерозойских (мокромосковский — 10 г/т, а салтычанский и уманский — по 20, житомирский — 40, кировоградский — 58; токовский — 20, а анадольский — 50 г/т).

Интересно, что среди пород формации нормальных гранитов наиболее обогащенными литием оказались порфировидные разности: коростышевские (70 г/т) и кировоградские (58 г/т). Это метасоматические автохтонные граниты, в наибольшей мере сохранившие первичный гнейсовый субстрат. Содержание лития в гнейсах находится на уровне 40 г/т; на метасоматической стадии гранитизации происходило заметное обогащение литием, которое затем, на магматической стадии, сменялось некоторым его разубоживанием и уже последующим накоплением лития в более поздних магматических дифференциатах.

**Рубидий**, благодаря совершенному изоморфизму с калием, входит в кристаллическую решетку таких широко распространенных минералов гранитоидов, как калиевый полевой шпат, биотит и мусковит. Среднее содержание его в калиевом полевом шпате составляет 553 г/т, в биотите — 1054, в мусковите — 2899 и в плагиоклазе — 107 г/т [100]. В нормальных гранитах, где калиевый полевой шпат резко преобладает над биотитом, первый является главным минералом-носителем рубидия. А в плагиогранитах, тоналитах и кварцевых диоритах, где калиевый полевой шпат практически отсутствует, рубидий входит преимущественно в состав биотита, а также частично плагиоклаза.

Среднее содержание рубидия в земной коре составляет 150 г/т; наиболее обогащены им гранитоиды (200 г/т) [30]. Все исследователи отмечают тенденцию обогащения гранитоидов рубидием в ряду от более основных к более кислым (от 100—150 до 300—550 г/т). В палингенных интрузивных гранитоидах содержание рубидия несколько выше по сравнению с гранитоидами автохтонными; самое низкое содержание его (37 г/т) в гранитоидах габбровой формации [101]. В гранитоидах, бедных кальцием, рубидия значительно больше (170 г/т), чем в богатых кальцием (110 г/т).

Содержание и распределение рубидия в гранитах Украинского щита довольно детально изучено группой украинских геохимиков [109]. Ими рассчитан

региональный кларк (125 г/т) и среднее содержание его в гранитах (144 г/т; в расчете не учитывались диориты и гранодиориты). Таким образом, было установлено, что среднее содержание этого элемента в гранитах Украинского щита заметно ниже, чем в гранитоидах земной коры; это объяснялось большой глубиной эрозионного среза. Подтверждена отчетливая тенденция обогащения рубидием гранитоидов от более древних к более молодым, впервые подмеченная М. Н. Ивантишиным [57]. Гранитоиды щита по содержанию редких щелочных металлов были разделены на три группы: 1) граниты нормального ряда, с невысоким содержанием кальция, в которых содержание Li, Rb и Cs находится на уровне их содержания в гранитах земной коры (житомирские, кировоградские, коростенские, анадольские); 2) граниты субщелочные с повышенным содержанием Li, Rb и Cs (пержанские, каменномогильские); 3) граниты кальциевого ряда, предположительно метаморфогенного происхождения, с пониженным содержанием редких щелочей (уманские, бердичевские, новоукраинские, чарнокиты и др.).

По нашим данным, среднее содержание рубидия в гранитоидах Украинского щита (112 г/т) заметно ниже его среднего содержания во всех гранитоидах земной коры и даже несколько ниже кларка. Самым низким содержанием рубидия характеризуются гранитоиды эндербитовой и тоналит-плагиогранитовой формаций прогеосинклинального этапа (47—64 г/т). Из формаций протогеосинклинального этапа к ним близки только самые ранние: диоритов и плагиогранитов (60—100), диоритов и гранитов (90 г/т). Для всех остальных формаций протогеосинклинального этапа содержание рубидия незначительно отклоняется от среднего в гранитоидах щита — 120—170 г/т; исключение составляют лишь граниты анадольского комплекса, в которых содержание рубидия даже выше (220 г/т), чем в гранитоидах субплатформенного этапа. Последние в общем характеризуются повышенным содержанием рубидия (до 200 г/т). Только в рапакиви и рапакивиподобных гранитах корсунь-новомиргородского комплекса его содержание сравнительно невысокое (160 г/т). Резко повышается содержание рубидия в гранитоидах платформенного этапа (500 г/т в каменномогильском комплексе и 700 — в пержанском). Однако, как известно, эти гранитоиды распространены на щите ограниченно, и в целом это мало влияет на среднее содержание элемента в гранитоидах всего региона.

Автохтонные граниты несколько беднее рубидием по сравнению с аллохтонными. Это хорошо видно при сравнении таких комплексов, как кировоградский (130 г/т) и житомирский (160 г/т), уманский (130 г/т) и салтычанский (160 г/т). Архейские гранитоиды одной и той же формации обеднены рубидием по сравнению с протерозойскими (сурский — 60 г/т, обиточненский — 100, мокромосковский — 150, салтычанский — 160, токовский — 170, анадольский — 220 г/т).

Мы проследили за характером распределения рубидия в гранитоидах разного состава сложных комплексов. Отчетливо проявляется хорошо известная тенденция обогащения рубидием более поздних лейкократовых, особенно пегматоидных разностей гранитоидов. Так, в составе осницкого комплекса самые бедные рубидием кварцевые диориты (85 г/т). В гранодиоритах его содержание повышается до 117 г/т, в меланократовых разностях гранитов — до 122, в мезократовых — до 158, а в лейкократовых — до 168 г/т.

В меланократовых разностях мухаревских гранитов осницкого комплекса содержание рубидия 133 г/т, в мезократовых — 162, в лейкократовых — 202, а в наиболее крупнозернистых, пегматоидных — 235 г/т .

В составе коростенского комплекса наиболее обогащены рубидием коростенские (220 г/т), лезниковские (267 г/т) и особенно пегматоидные граниты (440 г/т).

**Цезий** обычно накапливается в мусковите (518 г/т) и биотите (107 г/т), изоморфно замещая калий; несколько повышенное содержание его в кварце (31 г/т) объясняется вхождением в состав газово-жидких включений [100].

Среднее содержание цезия в земной коре составляет 3,7 г/т; в гранитах его немного больше (5 г/т), а наиболее обогащены цезием осадочные породы (12 г/т) [30]. Отмечается повышение содержания цезия от гранодиоритов (0,9 г/т) до аляскитов (7 г/т) и литионит-альбитовых гранитов (20 г/т). В дифференцирован-

ных комплексах более поздние фазы гранитоидов обычно в несколько раз обогащены цезием по сравнению с начальными [3]. Соответственно изменяется содержание цезия и в биотитах из гранитоидов разных фаз.

По данным Б. Ф. Мицкевича и других [109], региональный кларк цезия в породах Украинского щита составляет 2 г/т, т. е. почти в два раза ниже его среднего содержания в породах земной коры. Как и для рубидия, это объясняется глубиной эрозионного среза: оба элемента проявляют отчетливую тенденцию накопления в наиболее поздних дифференциатах кислых магм и обычно концентрируются в апикальных частях гранитоидных тел [19, 156].

Среднее содержание цезия в кислых породах Украинского щита составляет 3 г/т. Повышенным содержанием цезия выделяются платформенные гранитоиды пержанского (7 г/т) и каменномогильского (5 г/т) комплексов, а среди гранитоидов протогеосинклинального этапа — токовский (7 г/т), кировоградский и осницкий (по 5 г/т) комплексы. Самое низкое содержание цезия в гранитоидах бердичевского и корсунь-новомиргородского комплексов (до 1 г/т).

**Цирконий** в глубинных процессах ведет себя как слабое основание и при кристаллизации кислых магм входит в виде четырехвалентного катиона преимущественно в состав циркона. В меньших количествах он концентрируется в темноцветных минералах: биотите, роговой обманке, пироксене; и совсем в незначительных количествах — в полевых шпатах. По данным Дегенхардта [236], на циркон приходится лишь около 50 % циркония; 30 % его концентрируется в биотите и 15 % — в полевых шпатах. Однако в этих расчетах не учитывалось присутствие в полевых шпатах и биотитах мелких включений циркона. Л. В. Таусон [162] справедливо считает, что подавляющая масса циркония (до 90 %) концентрируется все же в цирконе. Предполагается, что в других силикатах он изоморфно замещает титан; это подтверждается высоким содержанием циркония в таких минералах, как сфен и рутил, а также положительной корреляционной связью между содержанием титана и циркония в гранитоидах. Среднее содержание циркония в гранитоидах составляет 200 г/т [30], т. е. несколько выше его среднего содержания в земной коре (165 г/т).

Имеющиеся сведения о распространенности циркония в гранитоидах разного состава и генезиса неоднозначны. Л. В. Таусон [162] отмечал, что в ряду диорит — гранодиорит — гранит наибольшее содержание циркония характерно для гранодиоритов. С. Р. Ноккольдс и Р. Аллен [240], изучавшие распределение редких и рассеянных элементов в генетически связанных сериях пород повышающейся кислотности, отметил повышение содержания циркония при переходе от основных к кислым дифференциатам и его снижение в наиболее кислых разностях. По данным Ю. Б. Марина [104], в гранодиоритах содержание циркония (180 г/т) ниже, чем в гранитах (210 г/т), а в аляскитах — выше (260 г/т). И. В. Александров [3] отмечает снижение содержания циркония при переходе от биотит-роговообманковых (149 г/т) к двуслюдяным (89 г/т) и литионит-альбитовым (82 г/т) гранитам. Высокое содержание циркония отмечается в альбитизированных гранитах и натриевых щелочных интрузивах агпаитового типа. В литературе имеются также сведения о том, что бедные кальцием гранитоиды обогащены цирконием (175 г/т) по сравнению с более кальциевыми разностями (140 г/т); автохтонные гранитоиды (240 г/т) — по сравнению с палингенными интрузивными (200 г/т) [100].

Средневзвешенное содержание циркония в гранитоидах Украинского щита, рассчитанное нами с учетом площадного распространения разных комплексов, составляет 194 г/т. Наиболее высокое содержание его характерно для субщелочных гранитоидов субплатформенного и платформенного этапов (г/т): пержанского (500), восточноприазовского и корсунь-новомиргородского (по 400), а также коростенского (350) комплексов. Среди гранитоидов протогеосинклинального этапа выделяются повышенным содержанием циркония новоукраинский (400 г/т) и салтычанский (365 г/т) комплексы. Наиболее низкое содержание циркония в плагиогранитах и эндербитах прогеосинклинального этапа (г/т): шевченковский комплекс — 75; гайворонский — 46; днепропетровский — 90; токмакский — 94; и в наиболее ранних гранитоидных комплексах прогеосинклинального этапа: сурском и обиточненском — по 110 (табл. 42).

Нашими исследованиями подтверждаются данные С. Ноккольдса и Р. Аллена о закономерностях распределения циркония в гранитоидах разной кислотности. Наиболее обогащенными цирконием обычно оказываются не гранодиориты, а меланократовые, с повышенным содержанием биотита разности гранитов. Так, в гранодиоритах осницкого комплекса содержание циркония соответствует среднему его содержанию в комплексе (200 г/т), в кварцевых диоритах оно снижается до 145, а в наиболее меланократовых разностях гранитов повышается до 300—340 г/т. При снижении основности гранитов содержание циркония в них тоже снижается (до 240—180 г/т), а в жильных аплитоидных и пегматоидных гранитах комплекса оно составляет всего 90—100 г/т. В меланократовых разностях гранитов новоукраинского комплекса содержание циркония достигает местами 1460 г/т (среднее 542 г/т), а в лейкократовых снижается до 150 г/т. Наиболее меланократовыми разностями в составе коростенского комплекса являются лезниковские граниты и дивлинские гранит-порфиры; они же наиболее обогащены цирконием (440 и 413 г/т соответственно); в более меланократовых разностях коростенских гранитов содержание циркония 405 г/т, в наиболее распространенных рапакивиподобных гранитах — 360 г/т, в рапакиви — 320 г/т, в лейкократовых устиновских и острывских гранитах — 160—180 г/т, а в пегматоидных жильных гранитах — 40—80 г/т. В составе житомирского комплекса цирконием сравнительно обогащены (270—300 г/т) наиболее меланократовые разности коростышевских гранитов; в более лейкократовых их разностях оно снижается до 170 г/т, а в жильных пегматоидных гранитах — до 40—100 г/т. Однако здесь же встречаем и исключение из этой довольно выдержанной закономерности. Равномернозернистые граниты житомирского типа, по общему минеральному составу тождественные меланократовым разностям коростышевских гранитов, оказываются заметно обедненными цирконием (70—110 г/т); в этом отношении с ними сходны граниты мокромосковского комплекса, тоже выделяющиеся среди формации нормальных гранитов протогеосинклинального этапа необычно низким содержанием циркония (100—165 г/т). Пониженное содержание циркония и в гранитах анадольского комплекса (151 г/т).

Все эти граниты отличаются очень низким содержанием титана (0,10—0,13 г/т), которое в целом довольно хорошо коррелируется с содержанием циркония (рис. 29). Менее отчетливо выражена, но все же явно наблюдается положительная корреляция между содержанием циркония и железа. Правда, на рубеже меланократовый гранит — гранодиорит эта зависимость меняется с положительной на отрицательную. Однако и здесь есть исключение. В диоритах гайсинского комплекса содержание циркония значительно выше (350 г/т), чем в гранодиоритах (205 г/т) и гранитах (68 г/т). В составе этого комплекса наиболее обогащены цирконием (до 480 г/т) своеобразные пегматоидные породы, являющиеся, очевидно, продуктом метасоматической переработки диоритов. Безусловно, это указывает на совершенно своеобразный путь формирования этого комплекса, не связанный с магматической дифференциацией.

Подмеченная К. Турекьяном и К. Ведеполем [241] зависимость содержания циркония от кальциевости гранитов выдерживается лишь частично. Действительно, для большинства обогащенных кальцием (больше 2 %) диоритов, тоналитов и плагиогранитов характерно пониженное содержание циркония (75—150 г/т), а в нормальных гранитах среднее содержание циркония близко к 200 г/т. Однако и наиболее бедные кальцием (0,5—1,0 %) граниты почти всегда обеднены цирконием, приближаясь по его содержанию к гранитоидам I группы.

Интересно в этом отношении сравнение некоторых чарнокитоидов. Как отмечалось, для эндербитов гайворонского и токмакского комплексов характерно низкое содержание циркония (46 и 94 г/т); в то же время в эндербитах новоукраинского комплекса оно поднимается до 280 г/т. В чарнокитах по сравнению с эндербитами содержание циркония в общем значительно выше. Однако вместе с тем гайворонские чарнокиты, относящиеся к прогеосинклинальному этапу, содержат циркония не больше 150 г/т; в чарнокитах же протогеосинклинального бердичевского комплекса содержание циркония поднимается до 210 г/т, а в чарнокитах новоукраинского комплекса — до 570—660 г/т.

Таблица 42. **Содержание редких элементов в гранитоидных комплексах**

| Комплекс | Количество проб | Rb | Zr | Nb | Pb |
|---|---|---|---|---|---|
| Пержанский | 12 | 530—940<br>700 | 380—790<br>500 | 70—240<br>130 | 10—220<br>70 |
| Каменномогильский | 37 | 230—670<br>500 | 40—430<br>200 | 0—410<br>50 | 0—250<br>60 |
| Коростенский | 33 | 170—440<br>200 | 40—550<br>350 | 15—50<br>30 | 0—50<br>20 |
| Корсунь-новомиргородский | 12 | 100—260<br>160 | 170—900<br>400 | 15—40<br>26 | 20—60<br>35 |
| Восточноприазовский | 22 | 70—350<br>200 | 40—670<br>400 | 10—60<br>30 | 10—60<br>30 |
| Анадольский * | 7 | 150—280<br>220 | 100—240<br>151 | 0—30<br>17 | 20—40<br>28 |
| Токовский * | 9 | 125—185<br>170 | 150—425<br>205 | 10—35<br>27 | 20—100<br>53 |
| Житомирский | 16 | 100—390<br>160 | 40—300<br>170 | 0—30<br>20 | 0—70<br>30 |
| Кировоградский * | 7 | 100—260<br>191 | 140—250<br>201 | 20—30<br>23 | 0—40<br>22 |
| Уманский | 19 | 80—240<br>130 | 65—290<br>200 | 10—30<br>20 | 0—60<br>30 |
| Салтычанский * | 10 | 120—230<br>160 | 140—720<br>365 | 10—50<br>30 | 10—50<br>27 |
| Мокромосковский * | 10 | 130—160<br>150 | 100—165<br>136 | 10—30<br>20 | 30—60<br>45 |
| Бердичевский | 31 | 60—210<br>120 | 0—550<br>200 | 0—20<br>15 | 0—60<br>21 |
| Новоукраинский | 54 | 20—250<br>120 | 0—1460<br>400 | 0—60<br>25 | 0—50<br>25 |
| Демуринский | 19 | 50—90<br>70 | 90—250<br>150 | 10—25<br>15 | 0—40<br>10 |
| Осницкий | 37 | 100—350<br>120 | 70—470<br>200 | 10—40<br>25 | 0—70<br>20 |
| Гайсинский | 18 | 40—220<br>90 | 0—540<br>200 | 0—20<br>15 | 0—60<br>20 |
| Обиточненский * | 19 | 30—180<br>100 | 0—270<br>110 | 0—40<br>17 | 10—30<br>15 |
| Сурский | 12 | 60—70<br>61 | 90—130<br>111 | 10—20<br>15 | 0—10<br>5 |
| Ингулецкий | 10 | 70—140<br>107 | 70—220<br>132 | 10—20<br>12 | 0—30<br>13 |
| Звенигородский | 32 | 20—100<br>60 | 0—320<br>130 | 0—30<br>15 | 0—20<br>6 |
| Шевченковский * | 11 | 30—100<br>49 | 0—170<br>75 | 10—20<br>15 | 0—20<br>5 |
| Днепропетровский * | 8 | 40—60<br>50 | 45—150<br>88 | 10—20<br>17 | 0—20<br>7 |
| Токмакский * | 10 | 40—60<br>47 | 0—190<br>94 | 10—20<br>17 | 0—40<br>8 |
| Гайворонский * | 7 | 20—90<br>64 | 0—100<br>46 | 10—20<br>14 | 0—20<br>10 |
| Средневзвешенное содержание элементов для гранитоидов УЩ | 462 | 112 | 194 | 19 | 20 |

Примечание. В числителе приведены пределы изменения содержания; в знаменателе — средневзвешен средние арифметические содержания; для комплексов, помеченных звездочками, характеризующихся сравнитель

Украинского щита, по данным рентгенофлюоресцентного анализа, г/т

| Zn | Cu | Sr | Ge | Y | Rb/Sr | Zr/Nb |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 80—780 | 10—90 | 0—30 | 20—40 | 60—180 | — | — |
| 300 | 50 | 5 | 30 | 110 | 140 | 3,8 |
| 30—100 | 0—100 | 0—20 | 20—50 | 60—390 | — | — |
| 60 | 40 | 5 | 35 | 140 | 100 | 4,0 |
| 10—160 | 0—80 | 10—180 | 0—25 | 20—90 | — | — |
| 70 | 30 | 80 | 20 | 40 | 2,5 | 11,7 |
| 40—130 | 0—340 | 20—970 | 0—30 | 0—60 | — | — |
| 90 | 90 | 100 | 12 | 40 | 1,6 | 15,4 |
| 20—110 | 0—150 | 70—530 | 0—30 | 0—140 | — | — |
| 50 | 40 | 200 | 20 | 20 | 1,0 | 13,3 |
| 30—60 | 30—60 | 140—210 | 5—25 | 0—20 | — | — |
| 44 | 41 | 170 | 18 | 9 | 1,3 | 8,9 |
| 15—60 | 10—80 | 260—470 | 10—30 | 0—20 | — | — |
| 33 | 35 | 380 | 18 | 13 | 0,4 | 7,6 |
| 20—90 | 0—70 | 50—620 | 10—30 | 0—40 | — | — |
| 60 | 30 | 200 | 20 | 20 | 0,8 | 8,5 |
| 30—80 | 10—70 | 90—200 | 0—20 | 0—30 | — | — |
| 53 | 30 | 150 | 15 | 15 | 0,9 | 8,7 |
| 30—80 | 15—60 | 90—920 | 0—40 | 0—30 | — | — |
| 54 | 45 | 400 | 16 | 20 | 0,4 | 10,0 |
| 20—80 | 0—250 | 190—340 | 10—100 | 0—30 | — | — |
| 54 | 61 | 251 | 27 | 13 | 0,6 | 12,2 |
| 20—60 | 0—60 | 120—160 | 15—30 | 0—30 | — | — |
| 39 | 25 | 138 | 20 | 12 | 1,1 | 6,8 |
| 20—280 | 0—160 | 100—600 | 0—30 | 0—50 | — | — |
| 67 | 56 | 290 | 14 | 22 | 0,4 | 13,3 |
| 30—270 | 0—600 | 10—830 | 0—30 | 0—170 | — | — |
| 80 | 70 | 150 | 20 | 30 | 0,8 | 16,0 |
| 20—70 | 0—70 | 290—430 | 10—30 | 0—20 | — | — |
| 45 | 35 | 360 | 20 | 5 | 0,2 | 10,0 |
| 10—100 | 0—90 | 10—630 | 0—30 | 0—40 | — | — |
| 60 | 40 | 400 | 15 | 25 | 0,3 | 8,0 |
| 20—100 | 10—100 | 300—580 | 0—40 | 0—60 | — | — |
| 60 | 45 | 400 | 20 | 30 | 0,2 | 13,3 |
| 30—60 | 10—100 | 440—1350 | 5—20 | 0—40 | — | — |
| 50 | 48 | 770 | 16 | 22 | 0,1 | 6,5 |
| 40—80 | 20—80 | 620—710 | 10—30 | 0—20 | — | — |
| 56 | 47 | 663 | 20 | 15 | 0,1 | 7,4 |
| 10—80 | 0—90 | 320—430 | 10—30 | 0—20 | — | — |
| 44 | 47 | 383 | 20 | 6 | 0,3 | 11,0 |
| 30—150 | 0—180 | 145—1130 | 5—30 | 0—50 | — | — |
| 60 | 45 | 500 | 23 | 15 | 0,1 | 8,7 |
| 20—60 | 20—80 | 390—950 | 10—30 | 0—20 | 0,1 | 5,0 |
| 38 | 54 | 706 | 18 | 4 | | |
| 50—90 | 30—70 | 710—970 | 20—30 | 20—30 | — | — |
| 68 | 46 | 780 | 20 | 22 | 0,1 | 5,2 |
| 40—80 | 10—120 | 330—990 | 0—20 | 0—30 | — | — |
| 63 | 65 | 600 | 15 | 22 | 0,1 | 5,5 |
| 50—100 | 20—100 | 420—960 | 15—30 | 20—30 | — | — |
| 79 | 59 | 654 | 20 | 23 | 0,1 | 3,3 |
| 65 | 49 | 375 | 18 | 20 | 0,3 | 10,2 |

ное, определенное с учетом развития в составе комплекса пород разного состава; для которых рассчитывались по однородным петрографическим составом, в знаменателе приведено среднее арифметическое содержание.

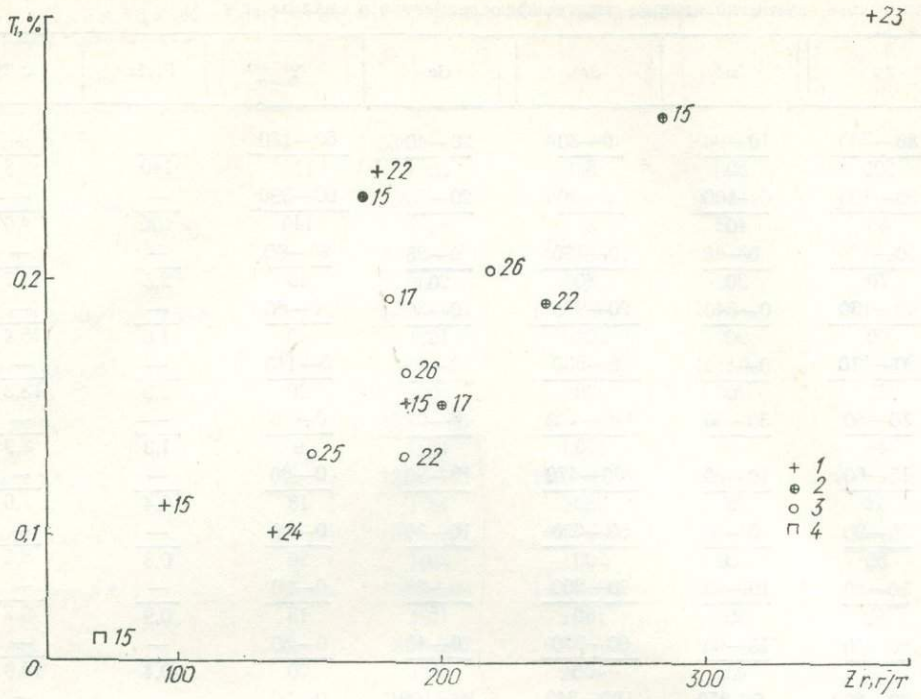



Рис. 29. *Диаграмма зависимости между содержанием Zr и Ti в гранитоидах Украинского щита:*

*1* — граниты нормальные, равномернозернистые; *2* — то же, порфировидные; *3* — граниты лейкократовые; *4* — граниты пегматоидные и аплит-пегматоидные. Комплексы см. на рис. 21

Представление о повышенном содержании циркония в автохтонных гранитоидах, *по нашим данным, не подтверждается; в частности, в таких явно автохтонных* комплексах, как гайворонский, днепропетровский, шевченковский — очень низкое содержание циркония. В то же время высокое содержание его наблюдается в ряде явно аллохтонных гранитоидов (салтычанский, восточноприазовский, коростенский).

**Ниобий** *является типичным амфотерным элементом, выступающим в зависимости* от кислотности-щелочности среды либо в роли катиона, либо же в составе анионной кислотной группировки. В первом случае он входит в виде пятивалентного катиона в состав биотита, ильменита, сфена и рутила, изоморфно замещая титан; незначительная часть его может входить также в циркон, *изоморфно замещая цирконий. Во втором случае образуются акцессорные тантало-ниобаты,* характерные только для щелочных гранитоидов и некоторых разновидностей гранитных пегматитов.

Среднее содержание ниобия в земной коре и в гранитоидах составляет 20 г/т [30]; средневзвешенное содержание этого элемента в гранитоидах Украинского щита, рассчитанное с учетом распространенности всех их разновидностей,— 19 г/т. Минимальным содержанием ниобия (12—15 г/т) характеризуются гранитоидные формации прогеосинклинального, а также начальных стадий протогеосинклинального этапа (сурский, обиточненский и гайсинский комплексы). Среди гранитоидов протогеосинклинального этапа выделяются *несколько пониженным содержанием ниобия бердичевский (15 г/т) и анадольский* (17 г/т) комплексы; повышенным — осницкий (25 г/т), новоукраинский (25 г/т), токовский (27 г/т) и салтычанский (30 г/т). Довольно высокое содержание ниобия характерно для гранитоидных формаций субплатформенного этапа (корсунь-новомиргородский комплекс — 26 г/т, восточноприазовский и коростенский — 30 г/т). *Резко выделяется высоким содержанием ниобия формация субщелочных* гранитов платформенного этапа (каменномогильский комплекс — 50, пержанский — 130 г/т).

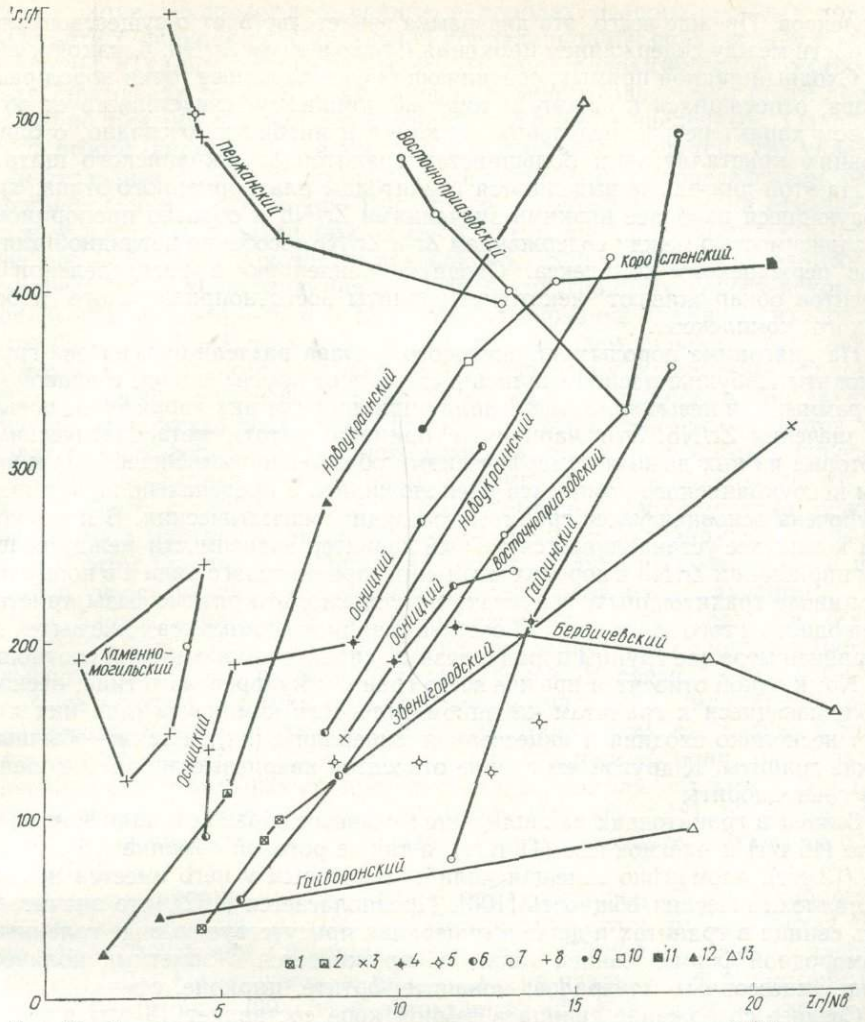



Рис. 30. Диаграмма зависимости между содержаниями циркония и Zr/Nb в гранитоидных комплексах Украинского щита:

*Породы: 1* — диориты; *2* — монцодиориты; *3* — кварцевые диориты; *4* — гранодиориты; *5* — плагиограниты; *6* — меланократовые граниты; *7* — лейкократовые граниты; *8* — субщелочные граниты; *9* — рапакиви; *10* — рапакивиподобные граниты; *11* — гранит-порфиры; *12* — эндербиты; *13* — чарнокиты

По данным Ю. Б. Марина [104], в ряду гранодиорит — гранит — аляскитовый гранит содержание ниобия возрастает от 6 до 25 г/т; в литиевых гранитах оно достигает 80 г/т. Богатые и бедные кальцием граниты по содержанию этого элемента почти не различаются (20 и 21 г/т) [241]. Считается, что самое низкое содержание ниобия в автохтонных гранитах и гранитах габбровой формации (14,7 и 13,2 г/т соответственно), а в палингенных интрузивных — почти в два раза выше [101].

Полученные нами данные о распределении ниобия в гранитоидах разного состава позволили выявить примерно такую же закономерность, как и для циркония: в ряду от диорита до меланократового гранита происходит увеличение содержания ниобия в среднем от 10 до 30 г/т; в аляскитовых и пегматоидных гранитах оно обычно несколько уменьшается (до 15—20 г/т). Наблюдаются, правда, отдельные исключения. Так, в мухаревских и новоград-волынских гранитах осницкого комплекса лейкократовые разности по сравнению с меланократовыми несколько обогащены ниобием (30—34 г/т); при этом нарушается прямая корреляционная связь с содержанием циркония и титана.

Соотношение ниобия с цирконием, рассмотренное на диаграмме Zr — Zr/Nb (рис. 30), позволило выявить некоторые особенности отдельных гранитоидных

комплексов. Прежде всего, эта диаграмма свидетельствует о существовании зависимости между содержанием циркония и отношением Zr/Nb, близкой к линейной. Сходный наклон прямых, соединяющих фигуративные точки пород разного состава, относящихся к одному и тому же комплексу, свидетельствует об одинаковом характере распределения циркония и ниобия и, очевидно, о близких условиях кристаллизации большинства гранитоидов Украинского щита.

На этой диаграмме выделяются гранитоиды платформенного этапа, характеризующиеся наиболее низкими значениями Zr/Nb и обратно пропорциональной зависимостью между содержанием Zr и Zr/Nb, особенно наглядной для гранитов пержанского комплекса. Сходную тенденцию в распределении этих элементов обнаруживают некоторые граниты восточноприазовского и бердичевского комплексов.

На диаграмме породы чарнокитового состава разделились на две группы: чарнокиты Побужья расположились в стороне от других пород, в правой части диаграммы; при невысоком содержании циркония для них характерны повышенные значения Zr/Nb. Эти чарнокиты принято считать метасоматическими, а некоторые из них даже метаморфическими образованиями. Эндербиты и чарнокиты новоукраинского комплекса расположились в пределах поля, к которому приурочена основная масса гранитов, очевидно, магматических. В новоукраинском комплексе устанавливается разный характер зависимости между содержанием циркония и Zr/Nb в породах монцонит-чарнокитового ряда и в нормальных, в том числе трахитоидных, гранитах. Безусловно, это разные фазы кристаллизации одного и того же массива. В составе осницкого комплекса тоже выделяются по крайней мере две группы пород с разным характером изменения соотношений Zr и Nb; к одной относятся прежде всего граниты мухаревского типа, несколько приближающиеся к гранитам каменномогильского комплекса (для них характерна несколько сходная и акцессорная минерализация), а также обычные осницкие граниты. К другой же группе относятся кварцевые диориты и шепетовские гранодиориты.

**Свинец** в гранитоидах накапливается главным образом в калиевом полевом шпате (46 г/т) и плагиоклазе (41 г/тт), а также роговой обманке (16 г/т) и биотите (13 г/т), изоморфно замещая калий, с которым у него имеется некоторая кристаллохимическая общность [100]. Предполагается [162], что значительная часть свинца в гранитах и даже в минералах присутствует в виде галенита или в самородной форме. Свинец также обнаруживается в заметных количествах в ряде акцессорных минералов: монаците, ортите, цирконе, сфене.

Среднее содержание свинца в земной коре составляет 16 г/т; в гранитах оно несколько выше (20 г/т). Гранитоиды габбровой формации заметно обеднены свинцом (7,7 г/т) по сравнению с гранитоидами автохтонными (21 г/т) и палингенными интрузивными (20 г/т). В ряду гранодиорит — аляскит содержание свинца заметно возрастает — от 20 до 32 г/т. Бедные кальцием гранитоиды богаче свинцом (19 г/т) по сравнению с богатыми кальцием (15 г/т) [104].

Среднее содержание свинца в гранитоидах Украинского щита составляет 20 г/т. Обеднены свинцом гранитоиды прогеосинклинального этапа. Самое низкое его содержание в плагиогранитах (5—7 г/т), несколько выше в эндербитах (8—10 г/т). Такое же содержание свинца в формации диоритов и плагиогранитов протогеосинклинального этапа (5—10 г/т). Остальные формации протогеосинклинального этапа заметно обогащены свинцом, содержание которого меняется в довольно широких пределах (от 20 до 53 г/т, среднее — около 30 г/т). На фоне всех гранитоидов этого этапа выделяются граниты мокромосковского и токовского комплексов, в которых содержание свинца составляет соответственно 45 и 53 г/т. В гранитоидах субплатформенного этапа содержание свинца остается примерно на таком же уровне, как и в гранитоидах протогеосинклинального этапа (20—35 г/т). Здесь выделяются аномально пониженными содержаниями свинца некоторые граниты коростенского комплекса (рапакиви — 0—10; устиновский — 0—20; рапакивиподобные — 10—20 г/т). В то же время в рапакиви и рапакивиподобных гранитах Корсунь-Новомиргородского плутона содержание свинца не ниже 20 г/т. Гранитоиды платформенного этапа характеризуются наиболее высоким содержанием свинца (60—70 г/т).

Анализируя распределение свинца в породах разного состава, можно в целом отметить наличие положительной корреляционной связи между содержанием свинца и калия, что обусловлено их кристаллохимической общностью. Наблюдается общая тенденция обогащения свинцом гранитов от более древних существенно плагиоклазовых разностей к молодым субщелочным. Однако эта связь не строго однозначная, а местами она совсем нарушается, что указывает на существование и других факторов, управляющих распределением свинца при формировании гранитоидов. Так, низкое содержание свинца отмечается в кварцевых диоритах и меланократовых гранитах осницкого комплекса (от 0 до 20, среднее — 5 г/т), в некоторых разновидностях житомирских гранитов (0—30, среднее — 13 г/т), в рапакиви и устиновских гранитах коростенского комплекса (0—20, среднее — 5 и 9 г/т), хотя содержание калия в них довольно высокое (2,3—4,0 %). В то же время для гранитов демуринских, мокромосковских, токовских и некоторых разностей мухаревских характерно отклонение от обычной зависимости между содержанием калия и свинца за счет заметного увеличения количества последнего. Так как эти отклонения проявляются в гранитоидах разных формаций и разного возраста, но приуроченных к определенным структурно-фациальным районам, причину их проявления следует, очевидно, связывать с глубинными факторами, именно с геохимическим режимом очагов верхней мантии, являющихся источником гранитизирующих флюидов. В связи с этим Среднеприднепровский район следует рассматривать в целом как район, перспективный на проявление свинцовой минерализации.

**Цинк** близок к магнию и железу по размерам ионного радиуса ($Zn^{2+}$ — 0,083; $Fe^{2+}$ — 0,083, $Mg^{2+}$ — 0,078 нм), однако отличается от них, в кристаллохимическом отношении, четверной координацией. В связи с этим наблюдаем изоморфное вхождение цинка не во все железо-магниевые силикаты, а лишь в гидроксилсодержащие амфиболы и биотиты. Дело в том, что только в гидратных соединениях цинк способен принимать шестерную координацию и наличие в минералах гидроксильных группировок делает этот элемент изоморфным с железом и магнием. Содержание цинка в биотите составляет 481, в роговой обманке — 354 г/т; очень мало его в калиевом полевом шпате (26 г/т) и кварце (20 г/т) [100].

Среднее содержание цинка в земной коре составляет 83 г/т. Наиболее обогащены им основные породы (130 г/т). Содержание его в гранодиоритах значительно выше (70 г/т), чем в нормальных гранитах (50 г/т) и особенно аляскитовых (36 г/т) [104]. По содержанию цинка заметно различаются палингенные интрузивные гранитоиды (60 г/т) и автохтонные (25 г/т); промежуточное положение занимают гранитоиды габбровой формации (31,4 г/т). По К. Турекьяну и К. Ведеполю [241], богатые кальцием гранитоиды содержат намного больше цинка (60 г/т), чем бедные кальцием (39 г/т).

Среднее содержание цинка в гранитоидах Украинского щита составляет 65 г/т. Резко обогащены им граниты пержанского комплекса (300 г/т); несколько выше среднего его содержание в гранитах коростенского (70 г/т) и особенно корсунь-новомиргородского комплекса (90 г/т), что свидетельствует в пользу их палингенно-интрузивного происхождения. Высокое содержание цинка характерно для новоукраинского (80 г/т) и гайворонского (79 г/т) комплексов; бердичевских гранитов (67 г/т), днепропетровских плагиогранитов (68 г/т) и чарнокитоидов токмакского комплекса (63 г/т).

Наиболее низкое содержание цинка отмечается в формации лейкократовых гранитов протогеосинклинального этапа (33—44 г/т), а также в шевченковских (38 г/т) и ингулецких (44 г/т) плагиогранитах, мокромосковских (39 г/т) и демуринских (45 г/т) гранитах.

В составе сложных комплексов (осницкого, гайсинского, новоукраинского) наиболее обогащены цинком более основные и меланократовые разности пород: диориты, эндербиты и меланократовые граниты (до 90—100 г/т); в лейкократовых гранитах содержание цинка снижается до 30—40, а в большинстве жильных аплит-пегматоидных — до 10—20 г/т. Устойчивая зависимость между содержанием в гранитоидах кальция и цинка не подтверждается. Так, совсем бедные кальцием (меньше 1,5 %) бердичевские и мухаревские граниты оказались

сильно обогащенными цинком (80—90 г/т),в то время как в существенно кальциевых (4—5 %) звенигородских диоритах содержание цинка — 30—45, в обиточненских диоритах — 20—60 г/т. А совсем бедные кальцием субщелочные граниты субплатформенного и особенно платформенного этапов оказались наиболее обогащенными цинком, хотя содержание в них биотита и роговой обманки — главных носителей этого элемента — и не очень высокое.

**Медь** проявляет определенное геохимическое сродство с железом, изоморфно замещая его в железосодержащих породообразующих и акцессорных минералах (роговой обманке, биотите, пирите, магнетите). Кроме того, она образует ряд самостоятельных сульфидных минералов, оксидов, карбонатов и пр. Некоторые исследователи считают, что даже в породообразующие минералы медь входит не изоморфно, а в виде мельчайших включений сульфидов. Однако этому противоречит существование прямой корреляционной связи между содержанием железа и меди в гранитоидах. Среднее содержание меди в биотите составляет 45, в роговой обманке — 30,5 г/т; небольшое количество ее (6,6 г/т) может входить в состав кварца [100].

Среднее содержание меди в земной коре составляет 47 г/т. Наиболее обогащены ею основные породы (100 г/т); в гранитах меди совсем мало (20 г/т), гранодиориты несколько обогащены ею (22 г/т) по сравнению с нормальными и особенно аляскитовыми (10 г/т) [104]. По данным В. В. Ляховича [101], резко обогащены медью гранитоиды габбровой формации (62,7 г/т). По К. Турекьяну и К. Ведеполю, в богатых кальцием гранитоидах меди намного больше (30 г/т), чем в бедных (10 г/т).

Среднее содержание меди в гранитоидах Украинского щита составляет 49 г/т, т. е. в два с лишним раза выше, чем кларк для гранитов. Сильно обогащены ею граниты корсунь-новомиргородского (90 г/т) и новоукраинского (70 г/т) комплексов, а также формация эндербитов (59—65 г/т). Наиболее низкое содержание меди в гранитах мокромосковского (25 г/т), а также токовского, житомирского, кировоградского и коростенского (30 г/т) комплексов. Последние резко отличаются по содержанию меди от гранитов корсунь-новомиргородского (80 г/т) комплекса, хотя представляют одну и ту же формацию гранитов рапакиви. Заметно повышенным содержанием меди (61 г/т) выделяется салтычанский комплекс в формации нормальных гранитов. В целом же гранитоиды более ранних этапов формирования земной коры на территории Украинского щита заметно обогащены медью; однако она распределена в них довольно равномерно и не способна образовывать рудные концентрации. На поздних этапах при некотором общем снижении содержания меди в гранитоидах происходит ее перераспределение с обогащением отдельных комплексов, массивов и потенциальной возможностью появления значительных рудных концентраций.

**Стронций** относится к подгруппе щелочноземельных металлов и проявляет совершенный изоморфизм с кальцием. Главными минералами концентраторами и носителями стронция в гранитоидах являются плагиоклазы (490 г/т) и калиевые полевые шпаты (607 г/т) [100]. Значительное количество его входит также в состав биотита (141 г/т) и роговой обманки (73 г/т).

Среднее содержание стронция в земной коре составляет 375, в гранитоидах — 285 г/т.

Гранитоиды Украинского щита, по нашим данным, заметно обогащены стронцием (375 г/т). Наиболее высокое содержание стронция в плагиогранитах днепропетровского (780 г/т) и шевченковского (706 г/т) комплексов, в диоритах и плагиогранитах обиточненского (770 г/т) и сурского (663 г/т) комплексов, а также в эндербитах и чарнокитах гайворонского (654 г/т) и токмакского (600 г/т) комплексов, представляющих формации прогеосинклинального этапа и самые ранние формации протогеосинклинального этапа. Интересно, что в саксаганских и ингулецких плагиогранитах, испытавших существенную переработку в позднеархейское время (протогеосинклинальный этап), содержание стронция резко снижается (270—383 г/т).

Среди гранитоидов протогеосинклинального этапа заметно пониженным содержанием стронция выделяется формация чарнокитов и гранитов, особенно новоукраинский комплекс (150 г/т). Формация нормальных гранитов характе-

ризуется большой неоднородностью в распределении этого элемента: очень низкое содержание — в аллохтонных гранитах мокромосковского комплекса (138 г/т) и в гранитах кировоградского комплекса (150 г/т); граниты же уманского комплекса, в основном автохтонные, образованные в результате гранитизации более древнего архейского фундамента, характеризуются заметно повышенными содержаниями стронция (400 г/т).

В ряду диорит — гранодиорит — гранит очевидна тенденция снижения содержания стронция. Так, в осницком комплексе наиболее обогащены этим элементом кварцевые диориты (768 г/т); содержание его в гранодиоритах — 403 г/т, в меланократовых гранитах — 475, в лейкократовых — 230 г/т, в наиболее лейкократовых разностях мухаревских гранитов — 92—20, а в жильных аплитоидных — всего 10 г/т.

Как указывалось, высокое содержание стронция отмечается в архейских эндербитах и чарнокитах; при этом в чарнокитах токмакского комплекса содержание стронция даже выше (866 г/т), чем в эндербитах (599 г/т). Резко отличаются от них протерозойские чарнокитоиды, входящие в состав бердичевского и новоукраинского комплексов. Так, в новоукраинских эндербитах содержание стронция 250, в чарнокитах — 127 г/т; в эндербитах бердичевского комплекса 193, в чарнокитах — 215 г/т. Вместе с тем среди новоукраинских эндербитов встречаются разности с резко повышенными содержаниями стронция; подобное же явление отмечается и для коростышевских гранитов, среди которых присутствуют разности со средним содержанием стронция 600 г/т. Очевидно, в этих случаях имеем дело с участками более древнего архейского фундамента, вовлеченными в переработку протерозойской гранитизацией.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Докембрийское гранитообразование по своей направленности четко разделяется на два типа: прогрессивный и регрессивный. Прогрессивный или нормальный путь гранитообразования характерен для завершающих этапов развития мобильных зон. Гранитоиды этого типа размещаются в одновозрастных с ними супракрустальных толщах и разрыв во времени между метаморфизмом и гранитизацией современными радиоизотопными методами не фиксируется. Если на стабилизированном фундаменте закладывается более поздняя мобильная зона (обычно это нижнепротерозойская зона), то в гранитообразование вовлекается вещество и более раннего структурного этажа. При этом возникают регрессивные граниты, для которых характерно отсутствие «собственных» вмещающих толщ и более низкие, чем метаморфизм пород предыдущего этапа, *PT*-условия формирования. Радиоизотопные методы устанавливают значительный — до 1 млрд. лет — разрыв между временем формирования пород фундамента и возникающих гранитов. Признание возможности существования прогрессивных и регрессивных гранитов позволяет увереннее расчленять однотипные по составу породы.

Гранитоидная формация рассматривается как парагенезис пород близкого состава, образовавшихся на определенном этапе тектонического развития щита. Предложенная схема классификации гранитоидных формаций оперирует комплексами, которые являются вещественным выражением формации в данной структурно-фациальной зоне. Формационный комплекс по объему обычно меньше возрастного комплекса, принятого в стратиграфических схемах щита.

Исходя из предложенной модели гранитообразования, истории тектонического развития щита, схемы формационного расчленения гранитоидов и новых изохронных дат, полученных Н. П. Щербаком и Е. Н. Бартницким, на Украинском щите предварительно можно выделить четыре возрастных ряда гранитоидных комплексов, которые достоверно пока установлены в одном — двух районах. Можно предвидеть и обосновать возможность обнаружения таких комплексов в других районах щита с близкой историей тектонического развития. Эти ряды, своего рода гранитовые надгоризонты, однако, далеко не исчерпывают всего многообразия гранитоидов щита.

Так, в архее выделяется ряд эндербит-плагиогранитных комплексов прогеосинклинального структурного этажа с возрастом 3000—2900 млн. лет. Гранитоиды этой группы известны в Днестровско-Бугском (гайворонский комплекс), Ингуло-Ингулецком (ингулецкий комплекс), Среднеприднепровском (днепропетровский, славгородский комплексы) и Приазовском (токмакский, шевченковский комплексы) районах. Этот ряд комплексов в перспективе следует разделить на две, по крайней мере, подгруппы: более древних — глубинных (гранулитовых) и более молодых — среднеглубинных (амфиболитовых) комплексов.

В раннем протерозое выделяются два ряда комплексов. Один из них — ряд комплексов регрессивных гранитоидов с возрастом 2300—2000 млн. лет. Эти гранитоиды представлены в Днестровско-Бугском (бердичевский, собитовый комплексы), Росинско-Тикичском (уманский, богуславский, ставищенский и другие комплексы), Ингуло-Ингулецком (гуровский комплекс) и Приазовском (салтычанский комплекс) районах. Обнаружение подобных гранитов следует ожидать и в Ингуло-Ингулецком районе. Третий, также раннепротерозойский ряд комплексов протогеосинклинального структурного этажа с возрастом около 1900 млн. лет, образован прогрессивными анатектическими гранитами. Они представлены в Северо-Западном (житомирский, быстреевский комплексы) и Ингуло-Ингулецком (кировоградский, вознесенский комплексы) районах. Таким образом решается традиционная для щита проблема расчленения кировоградско-житомирского комплекса. Наконец, четвертый ряд гранитоидов — это хорошо известные комплексы субплатформенного этапа (коростенский, корсунь-новомиргородский).

По гранитоидам Украинского щита накоплен огромный фактический материал, но, к сожалению, опубликована, обычно в разрозненных работах, лишь небольшая часть его; особенно это касается данных о геологическом положении гранитоидов. Недостаточно изучен целый ряд комплексов и крупных массивов, в том числе Корсунь-Новомиргородский массив, новый массив рапакививидных гранитов в Приднестровье, проявления эндербитов в Славгородском блоке, комплекс гранитов быстреевского типа в Кочеровской зоне; по-прежнему остается загадочным место осницких гранитов в истории щита. Не систематизированы сведения о многочисленных проявлениях интрузивных чарнокитов, о гранитоидах мухаревского типа и многих др. Насущной задачей является составление и издание нового каталога химических анализов гранитов.

Наряду с вечной проблемой генезиса гранитов первостепенное значение приобретают вопросы определения *PT*-условий формирования гранитоидов, режима кислотности-щелочности и особенно металлогенической специализации гранитов. Совершенно недостаточно данных по изотопному возрасту, особенно изохронных. К настоящему времени нет прочных датировок по таким давно известным типам гранитов, как новоукраинский, кировоградский, галещинский и др. Необходимо провести обширные геохимические исследования гранитоидов, сопоставив содержание элементов-примесей с конкретными минералами-носителями и минералами-хозяевами.

Авторы надеются, что первый опыт классификации гранитоидов на формационной основе окажется полезным при систематизации знаний об этой группе столь широко распространенных и столь мало познанных пород.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов.— Л. : Недра, 1972.— 221 с.
2. *Акцессорные* минералы Украинского щита / Н. А. Беспалько, А. Н. Донской, Г. Д. Елисеева и др.— Киев : Наук. думка, 1976.— 260 с.
3. *Александров И. В.* К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах.— М. : Наука, 1980.— 198 с.
4. *Айнберг Л. Ф.* Приазовский щелочной массив.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния, 1933, вып. 196, с. 3—19.
5. *Безбородько Н. И.* Контактовые взаимоотношения гранитов и гнейсов в связи с изучением этих пород вдоль побережья Днепра.— Лубны, 1918.
6. *Безбородько Н. И.* Явления ассимиляции и инъекционного метаморфизма на Подолии.— Изв. Урал. политех. ин-та, 1926, **4**, ч. 1/2, с. 124—137.
7. *Безбородько М. І.* Терен мігматізації на Лівобережжі України та ортитовий граніт с. Салтичії на Маріупольщині.— Тр. Укр. н.-д. ін-ту, 1928, т. 2, с. 15—28.
8. *Безбородько Н. И.* Граниты Волыни и их пегматиты.— Киев : Изд-во Всесоюз. укр. геол. ком., 1929.— Вып. 3.— 60 с.
9. *Безбородько М. І.* Петрогенезис та петрогенетична карта кристалічної смуги України.— К. : Наук. думка, 1935.— 361 с.
10. *Безпалько Н. А.* Петрологія, акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині.— К. : Наук. думка, 1970.— 162 с.
11. *Безпалько Н. А.* Граніти, основні породи та метасоматити Сущано-Пержанської зони.— В кн.: Стратиграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 306—317.
12. *Беланов В. М.* Тектоническое районирование северо-западной части Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1969.— 14 с.
13. *Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия.— Киев : Наук. думка, 1975.— 230 с.
14. *Белевцев Я. Н., Сухинин А. Н.* Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов в центральной части Украинского щита.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 1, с. 137—143.
15. *Берзенин Б. З., Билынская Я. П., Брянский В. П. и др.* К уточнению корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита.— Геол. журн., 1982, **42**, вып. 6, с. 32—43.
16. *Берзенин Б. З., Бобров А. Б., Орса В. И. и др.* Некоторые черты геологии и петрологии гранитоидов северо-восточного обрамления Сурской структуры.— Геол. журн., 1983, **43**, вып. 2, с. 90—96.
17. *Берзенин Б. З., Кичурак В. М.* К петрологии Мокромосковского массива.— Геол. журн., 1978, **38**, вып. 5, с. 132—135.
18. *Бернадская Л. Г., Личак И. Л., Усенко И. С. и др.* Магматические формации Украинского щита.— В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1966.
19. *Беус А. А.* К геохимии лития в процессах послемагматического метасоматоза.— Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 7.
20. *Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Грачева Т. В.* Изотопный возраст древнейших гранитоидов Приднепровья.— Геохимия, 1983, № 7, с. 997—1004.
21. *Бибикова Е. В., Лесная И. М., Грачева Т. В. и др.* Изотопный возраст эндербитов Побужья. — Докл. АН СССР, 1982, **263**, № 1, с. 159—162.
22. *Бобров А. Б., Берзенин Б. З.* Температурный режим формирования аллохтонных гранитов Среднего Приднепровья.— Геол. журн., 1982, **42**, вып. 1, с. 93—96.
23. *Бойко В. Л., Орса В. И., Зайдис Б. Б. и др.* Новые данные по геохронологии Среднего Приднепровья.— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М. : Даг. фил. АН СССР, 1975, с. 167.

24. *Бухарев В. П.* О контактовых взаимоотношениях Коростенского плутона с рамой.— Геол. журн., 1970, **30**, вып. 5, с. 82—86.
25. *Бухарев В. П., Колосовская В. А.* О строении анортозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1973, **33**, вып. 2, с. 104—109.
26. *Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. А. и др.* Анортозит-рапакивигранитная формация : Восточно-Европейская платформа.— Л. : Наука, 1978.— 289 с.
27. *Венидиктов В. М.* К вопросу о происхождении аплито-пегматоидных гранитов юго-западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 2, с. 36—44.
28. *Венидиктов В. М.* Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— 162 с.
29. *Виноградов А. Н., Виноградов Г. В.* Геология и петрология Уманского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов.— В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 3—248.
30. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
31. *Виноградов Д. П.* Граниты молодых интрузий Приазовья.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 110—121.
32. *Галецкий Л. С.* Новый тип апогранитов.— Геол. журн., 1970, **30**, вып. 6, с. 75—81.
33. *Геологическая* карта кристаллического основания северо-западной и центральной части Украинского щита: М-б 1 : 500 000/Под ред. А. Н. Козловской. М., Мингео СССР и Мингео УССР, 1965.
34. *Геологический* словарь.— М. : Недра, 1973.— Т. 1/2. 485 с.
35. *Геология* и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Отв. ред. К. О. Кратц.— Л. : Наука, 1978.— 264 с.
36. *Геология СССР.*— М. : Госгеолтехиздат, 1958.— Т.5. 376 с.
37. *Геохронология* докембрия Украины / Н. П. Семененко, Н. П. Щербак, Е. Н. Бартницкий и др.— Киев : Наук. думка, 1965.— 262 с.
38. *Гинзберг А. С.* К петрографии Приазовской кристаллической полосы.— Изв. Петербург. политехн. ин-та, 1916, **25**, вып. 1/2, с. 5—97.
39. *Гинтов О. Б.* О докембрийском разрезе Первомайско-Голованевского района Среднего Побужья.— Геол. журн., 1972, **32**, вып. 4, с. 68—75.
40. *Гинтов О. Б., Патрикян Р. П., Тимощенко А. И.* Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектономагматическая структура.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 3, с. 73—81.
41. *Гладкий В. Н.* Порфировидные граниты Каменных Могил и Екатериновки на Приазовье.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, с. 315—320.
42. *Гладкий В. Н.* Субщелочные граниты каменномогильского (екатериновского) типа Восточного Приазовья.— В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев : Наук. думка, 1979, с. 25—26.
43. *Голуб Е. Н.* Биотиты из гранитоидов новоукраинского комплекса.— Геол. журн., 1978, **38**, вып. 1, с. 132—139.
44. *Горохов И. М., Левченков О. А., Морозова И. М.* Оценка возможностей изотопных методов при датировании докембрийских образований.— В кн.: Проблемы датирования докембрийских образований. Л. : Наука, 1977, с. 6—49.
45. *Гречишникова З. М., Чистякова Т. А.* Геохимические особенности гранитоидов северо-западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1972, **32**, вып. 2, с. 42—59.
46. *Дагелайский В. Б., Крылова М. Д.* Скандий в биотите как геотермометр.— Геохимия, 1973, № 1, с. 67—73.
47. *Добрецов И. Б., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П. и др.* Породообразующие пироксены.— М. : Наука, 1971.— 453 с.
48. *Добрецова Т. Г., Шмураева Л. Я.* Проявление контактового метаморфизма в ореоле Корсунь-Новомиргородского массива гранитов рапакиви (Украина).— В кн. : Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев : Наук. думка, 1979, с. 30—31.
49. *Доброхотов М. Н., Берзенин Б. З., Бойко В. Л. и др.* Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита.— Геол. журн., 1981, **41**, вып. 4, с. 6—14.
50. *Доброхотов С. М.* Особливості магнезіально-залізистих мінералів гранітоїдних порід Верхнього Побужжя.— Геол. журн., 1968, **28**, вып. 1, с. 36—46.
51. *Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья.— М. ; Л. : Наука, 1965.— 201 с.
52. *Есипчук К. Е., Глевасский Е. Б.* Гранитизация основных и железисто-кремнистых пород Приазовья.— Геохимия и рудообразование, 1974, вып. 4, с. 17—23.
53. *Заяц А. П.* Геохимия лития и рубидия в гранитоидах Центральной части Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1974.— 27 с.
54. *Заяц А. П., Батиевский Б. А., Лагутин А. К.* Геохимическая специализация гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса Украинского щита.— Докл. АН УССР. Сер. Б., 1983, № 6, с. 490—492.
55. *Заяц А. П., Орлова Л. А., Щербаков И. Б.* О скандиеносности некоторых гранитоидов Украинского щита.— Геохимия и рудообразование, 1973, вып. 2, с. 90—94.
56. *Иванишин М. Н.* Массивы чудново-бердичевских гранитов.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, ч. 1, с. 211—214.

57. *Івантишин М. М.* Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. К. : Вид-во АН УРСР, 1960.— 244 с.
58. *Ивантишин М. Н.* Геологические формации Приазовья.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 88—92.
59. *Ивантишин М. Н.* и др. Абсолютный возраст гранитоидов Верблюжского и Боковянского массивов.— Тр. XI сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1963, с. 114—127.
60. *Иванушко А. С.* Структурный анализ серых гранитов Западного Приазовья.— Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1967, с. 15—21. (Сб. работ НИСа; № 3).
61. *Иванченко В. В., Киселев А. С., Курлов Н. С. и др.* Минералогические критерии расчленения и корреляции гранитоидов Криворожско-Кременчугской зоны.— Минерал. сб. Львов. ун-та, 1975, 29, вып. 3, с. 97—106.
62. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной формации.— Киев : Наук. думка, 1965.— 188 с.
63. *Каляев Г. И., Комаров А. Н.* Разрывные структуры Кировоградского блока (Центральная часть УЩ).— Геол. журн., 1971, 31, вып. 3, с. 57—63.
64. *Каляев Г. І., Крутиховська З. О., Жуков Г. В.* Тектоніка Українського щита.— К. : Наук. думка, 1973.— 297 с.
65. *Каталог* изотопных дат пород Украинского щита / Н. П. Щербак, В. Г. Злобенко, Г. В. Жуков и др.— Киев : Наук. думка, 1978.— 223 с.
66. *Комаров А. Н., Кошик Л. И.* Новые данные о взаимоотношениях Коростенского плутона с вмещающими породами.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 10, с. 802—804.
67. *Кононов Ю. В.* Метасоматиты центральной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1970.— 158 с.
68. *Кононов Ю. В., Этингоф И. М.* Геологические формации Ингуло-Ингулецкого водораздела.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 116—124.
69. *Коренбаум С. А.* К вопросу о методике исследования петрохимических особенностей гранитоидов.— В кн.: Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 3—6.
70. *Костюк В. П.* Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.— 112 с.
71. *Кравцова Е. И., Митрофанов Ф. П., Орса В. И. и др.* Древнейшие тоналиты Приднепровья— В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Л. : Наука, 1981, с. 116—124.
72. *Крылова М. Д., Дагелайский В. Б., Орловская К. В.* О закономерностях распределения скандия между минералами метаморфических пород.—Геохимия, 1970, № 10, с. 1183—1193.
73. *Крылова М. Д.* Определение содержания CaO и $Na_2O$ в плагиоклазе по его номеру.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 3, с. 160—163.
74. *Кузнецов Ю. А.* Схема классификации фаций магматических пород.— Тр. горно-геол. ин-та, 1949, вып. 5, с. 32—50.
75. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций.— М. : Недра, 1964.— 515 с.
76. *Кузьменко В. И.* Молодая гранитная интрузия в Приазовье и ее оловоносность.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Украины. М. : Госгеолиздат, 1946, с. 101—105.
77. *Ладієва В. Д.* Демуринські порфірові граніти.— В кн.: Стратіграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 59—61.
78. *Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г.* Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни.— Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1973.— 359 с.
79. *Лазаренко Э. А.* Раннепротерозойская метасоматическая мигматит-гранитоидная формация Украинского щита и ее металлогения.— В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. М. : Недра, 1982, с. 28—40.
80. *Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А.* О формациях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия.— В кн.: Геология докембрия. М. : Наука, 1968, с. 177—182.
81. *Лазько Е. М. и др.* Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения.— Сов. геология, 1970, № 6, с. 15—25.
82. *Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. и др.* Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации).— Львов : Вища школа, 1975.— 239 с.
83. *Латыш В. Т.* Токовская гранитная интрузия.— Геол. сб. Киев. ун-та, 1953, № 4, с. 5—14.
84. *Левковский Р. З.* Рапакиви.— Л. : Недра, 1975.— 221 с.
85. *Лесная И. М.* Древние эндербиты Побужья.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 2, с. 29—32.
86. *Личак И. Л.* Коростенский магматический комплекс Волыни.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, с. 281—288.
87. *Личак І. Л.* Коростенський інтрузивно-метасоматичний комплекс.— В кн.: Стратіграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 279—286.
88. *Лобач-Жученко С. Б.* Плагиограниты раннего докембрия — генетические связи и формационная принадлежность.— *Латеральные ряды магматических формаций.* Свердловск : УНЦ АН СССР, 1979, вып. 151, с. 140—161.
89. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита.— Л. : Наука, 1974.— 191 с.
90. *Логвин Э. И.* Докембрий района среднего течения Тетерева.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 64—69.

91. *Лучицкий В. И.* К вопросу о происхождении гранитов юга России.— Журн. об-ва естествоиспытателей, 1910, № 2, с. 3—24.
92. *Лучицкий В. И.* Материалы по петрографии юга России. Ч.1. Рапакиви Киевской губернии и породы его сопровождающие.— Изв. Варш. политехн. ин-та, 1911, вып. 2, с. 1—96; 1912, вып. 1, с. 96—332.
93. *Лучицкий В. И.* Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1927, 27, вып. 2, с. 7—27.
94. *Лучицький В. І.* Магматичний габро-гранітний комплекс північної та середньої частини Українського кристалічного масиву.— В кн.: Український кристалічний масив. К. : Вид-во АН УРСР, 1947, с. 152—167.
95. *Лучицкий В. И.* Стратиграфия Украинского кристаллического массива.— Киев : Изд-во АН УССР, 1947.— 256 с.
96. *Лучицкий В. И.* Рапакиви и щелочные породы Украины.— Докл. АН СССР, 1948, 60, вып. 2, с. 273—275.
97. *Лучицкий В. И., Лебедев П. И.* Петрография Украины.— М. : Изд-во АН СССР, 1934.— Ч.1. 286 с.
98. *Лысак А. М., Пащенко В. Г.* Собитовая формация западной части Украинского щита (Объем и внутреннее строение).— В кн.: Вопросы теории практики формационных исследований нижнего докембрия. Львов : Вища школа, 1981 с. 92—104.
99. *Ляхович В. В.* Акцессорные минералы.— М. : Наука, 1968.— 275 с.
100. *Ляхович В. В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов.— М. : Недра, 1972.— 200 с.
101. *Ляхович В. В., Овчинников Л. Н.* Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1970, с. 47—82.
102. *Ляшкевич З. М.* Метасоматиты Восточного Приазовья.— Киев : Наук. думка, 1971.— 210 с.
103. *Магматические* формации раннего докембрия территории СССР / Ф. П. Митрофанов, К. А. Шуркин, В. М. Шемякин и др. М. : Недра, 1980.— Кн. 1. 250 с.
104. *Марин Ю. Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин.— Л. : Изд-во ЛГУ, 1976.— 144 с.
105. *Марфунин А. С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Тр. Ин-та геологии руд. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1962, вып. 78, с. 1—275.
106. *Махлаев Л. В., Коробкова Н. И.* Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра.— Красноярск : Кн. изд-во, 1972.— 230 с.
107. *Мельник Ю. П.* Физико-химический анализ устойчивости горных пород в условиях ультраметаморфизма и гранитизации.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев : Наук. думка, 1966, с. 230—238.
108. *Метаморфизм* Украинского щита / И. С. Усенко, И. Б. Щербаков, Р. И. Сироштан и др.— Киев : Наук. думка, 1982.— 308 с.
109. *Мицкевич Б. Ф.* Редкие щелочные металлы в породах Украины.— Киев : Наук. думка, 1976.— 232 с.
110. *Морозевич И. А.* К петрографии Волыни.— Изв. Варш. ун-та, 1893, № 4/8.
111. *Морозевич И. А.* Об одном крайнем члене семейства нефелиновых сиенитов — монцоните и связанных с ним породах Мариупольского уезда.— Зап. Петербург. минерал. о-ва, 1901, № 39, с. 161—185.
112. *Наливкина Э. Б.* Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис.— М. : Недра, 1964.— 123 с.
113. *Никольский А. П., Наумов В. П.* Осницкий геологический комплекс и время его формирования на территории Восточно-Европейской платформы.— Геол. журн., 1977, 37, вып. 3, с. 110—119.
114. *Орса В. И.* Редкоземельные элементы акцессорных минералов гнейсо-мигматитовой и гранитоидной формации Среднего Приднепровья и некоторые особенности их корреляционных связей.— В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев : Наук. думка, 1966, с. 197—199.
115. *Орса В. И.* Гнейсово-мигматитовая формация и гранитоиды центральной части Среднего Приднепровья : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1967.— 24 с.
116. *Орса В. И.* Особенности распределения урана и тория в акцессорных минералах некоторых гранитоидов Среднего Приднепровья.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск : Наука, 1972.— 107 с.
117. *Орса В. І.* Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Наддніпров'я.— К. : Наук. думка, 1973.— 169 с.
118. *Орса В. І., Рокачук Т. А.* Про особливості термолюмінесценції мікроклінів мокромосковських та токовських гранітів.— Доп. АН УРСР. Сер. Б., 1974, № 5, с. 415—418.
119. *Осадчій В. К., Куц В. П.* Колумбітоносні граніти Приазовья.— Доп. АН УРСР. Сер. Б., 1968, № 12, с. 1090—1093.
120. *Осницкий* интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клесовиты.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, с. 183—185.
121. *Петров Р. П., Мещерский Ю. А., Леоненко В. И.* Гнейсификация янцевских гранитов и некоторые вопросы происхождения докембрийских гнейсов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 31—40.

122. *Полканов А. А.* Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР.— Л. : Изд во ЛГУ, 1948.— 80 с.
123. *Половинкина Ю. Ир.* Кировский гранит Украины и его роль в петрогенезисе кристаллического щита.— Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 73.
124. *Половинкина Ю. Ир.* Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива.— М. : Госгеолтехиздат, 1954.— 94 с.— (Тр. ВСЕГЕИ; Т.1).
125. *Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б.* Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья.— Л. : Гостоптехиздат, 1959.— 135 с.
126. *Половинкина Ю. Ир.* О происхождении кордиеритовых гранитов — бердичевский «гранит» Украины.— Тр. ВСЕГЕИ. Петрогр. сб., 1963, № 5.
127. *Породообразующие пироксены* УЩ/ В. М. Венидиктов, Е. Б. Глевасский, Е. Н. Голуб и др.— Киев : Наук. думка, 1979.— 228 с.
128. *Породообразующие гранаты* Украинского щита / И. С. Усенко, Р. Я. Белевцев, Т. Г. Щербакова и др.— Киев : Наук. думка, 1980.— 176 с.
129. *Протченко А. П., Куц В. П.* Залізистість та показники заломлення біотитів з різних гранітоїдів Українського кристалічного масиву.— Геол. журн., 1962, **22,** вип. 6.
130. *Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова.— Л. : Наука, 1978.
131. *Равич М. Г.* Эндербиты Среднего Побужья.— Сов. геология, 1967, № 9, с. 89—103.
132. *Раннедокембрийские* гранитоидные формации / Ф. П. Митрофанов, Е. И. Кравцова, М. М. Мануйлова и др.— Л. : Наука, 1975.— 292 с.
133. *Рокачук Т. А., Щербаков И. Б.* Применение термолюминесцентных свойств кали-натровых полевых шпатов для корреляции гранитоидов Украинского щита.— Докл. АН СССР, 1974, **218,** № 3, с. 674—676.
134. *Рокачук Т. А., Щербаков И. Б.* Типоморфизм щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита.— В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы : Тез. докл. III регион. петрогр. совещ. (Днепропетровск, сент. 1979 г.). Киев : Наук. думка, 1979, с. 246—247.
135. *Рокачук Т. А., Беспалько Н. А., Крамаренко Н. К. и др.* Корреляция гранитоидов северо-западной части Украинского щита по особенностям термолюминесценции щелочных полевых шпатов.— Геол. журн., 1980, **40,** вып. 1, с. 25—34.
136. *Рокачук Т. А., Платонов А. Н., Таращан А. Н. и др.* Закономерности изменения структурной микродефектности щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита (опыт мелкомасштабного минералогического картирования).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, **111,** вып. 3, с. 277—282.
137. *Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии.— Л. : Недра, 1975.— 415 с.
138. *Рябенко В. А.* До питання про склад і стратиграфічне положення метаморфічних порід басейну р. Соб.— Геол. журн., 1958, **18,** вип. 2, с. 31—39.
139. *Рябоконь В. В., Щербаков И. Б. Собиты Украинского щита и их генезис.*— Киев, 1977.— 53 с.— (препринт / АН УССР. ИГФМ АН УССР).
140. *Савич -Заблоцкий К. Н.* Геологические исследования в западной части Мариупольского округа.— Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 43, с. 96—130.
141. *Сагайдак И. Г.* Петрографический очерк Среднего Приазовья.— В кн.: Докембрий УССР. Киев : Изд-во АН УССР, 1937, т. 1.
142. *Семененко Н. П.* О структуре гранитного массива левобережья водохранилища им. Ленина на Днепре.— Сб. тр. Днепропетр. горн. ин-та, 1940.
143. *Семененко Н. П.* Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья.— Киев : Изд-во АН УССР, 1949.— 109 с.
144. *Семененко Н. П.* Токовский гранитный массив.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолиздат, 1958, т. 5, с. 271—272.
145. *Семененко Н. П.* Массивы порфировых гранитов р. Саксагань.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, с. 250—251.
146. *Сидоров В. М.* Химические анализы гранитоидов Украинского докембрия.— Киев : Наук. думка, 1970.— 699 с.
147. *Скаржинский В. И.* Минералогия Могилы Салтычьей в Западном Приазовье : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1948.— 20 с.
148. *Скобелев В. М., Елисеева Г. Д., Левковская Н. Ю. и др.* Метод внутренних и искусственных изохрон при датировании акцессорных цирконов.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 6, с. 42—45.
149. *Слензак О. И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии.— Киев : Изд-во АН УССР, 1960.— 212 с.
150. *Слензак О. І.* Про структуру українського докембрію.— К : Наук. думка, 1965.— 140 с.
151. *Слободской Р. М.* Критерии механизма образования гранитоидных плутонов.— Новосибирск : Наука, 1971.— 387 с.
152. *Соболев В. С.* Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.— Учен. зап. Льв. ун-та. Сер. геол., 1947, **4,** вып. 5, с. 140.
153. *Соллогуб В. Б.* Земная кора Украины.— Геофиз. журн., 1982, **4,** вып. 4, с. 3—25.
154. *Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Чекунов А. В.* Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25, с. 31—45.
155. *Соломатин Ю. П.* Геолого-структурные особенности юго-западной части Кировоградского блока.— Геол. журн., 1978, **38,** вып. 1, с. 42—55.

156. *Ставров О. Д.* Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе.— М. : Недра, 1978.— 214 с.
157. *Струева О. М.* Граниты Верховцевского района и их взаимоотношения с породами метаморфического комплекса.— Геол. журн., 1977, **37**, вып. 4, с. 36—49.
158. *Стрыгин А. И.* Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— 259 с.
159. *Тарасенко В. Е.* О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний.— Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1896, **15**, вып. 1, с. 1—348.
160. *Тарасенко В. Е.* Об изверженных породах юго-восточной части Киевской губернии— Учен. зап. Юрьев. ун-та, 1916, № 10, с. 1—59.
161. *Таращан А. Н.* Люминесценция минералов.— Киев : Наук. думка, 1978.— 296 с.
162. *Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах.— М. : Изд-во АН СССР, 1961.— 230 с.
163. Тимошенко О. Д., Зайцев А. А., Берзенин Б. З. и др. Метаморфические и магматические формации докембрия Среднего Приднепровья.— В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. М. : Недра, 1982, с. 139—147.
164. *Ткачов О. О.* До петрології гранітів кристалічної смуги (профіль Мокромосковського батоліту).— Геол. журн., 1937, **4**, вип. 1, с. 117—144.
165. *Ткачук Л. Г.* Кристалічні породи околиць м. Буки на Уманщині.— Вісн. Укр. район. геол.-розвід. управи, 1929, вип. 4, с. 42—53.
166. *Ткачук Л. Г.* Богуславський граніт, його взаємовідношення з оточуючими кристалічними породами.— Геол. журн., 1937, **4**, вип. 1, с. 10—17.
167. *Ткачук Л. Г.* Гайворон-Завальський комплекс чарнокіто-норитових порід та зв'язані з ними хроміти.— К. : Вид-во АН УРСР, 1940.— 58 с.
168. *Ткачук Л. Г.* Осницькі граніти та споріднені з ними породи.— Наук. зап. Льв. ун-ту. Сер. геол., 1946, **2**, вип. 2, с. 11—21.
169. *Ткачук Л. Г.* Кировоградско-житомирский интрузивный комплекс.— В кн.: Украинский кристаллический массив : Геол.-петрогр. описание.— Киев : Изд-во АН УССР, 1947, с. 188—199.
170. *Ткачук Л. Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву.*— Львів : Льв. геол. т-во, 1948.— 160 с.
171. *Ткачук Л. Г., Хатунцева А. Я.* Осницький комплекс.— В кн.: Стратиграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 263—279.
172. *Толстой М. И., Малявко В. Г., Сухорада А. В., Продайвода Г. П.* Петрофизические особенности гранитоидов чудново-бердичевского комплекса Украинского щита.— Геол. журн., 1973, **33**, вып. 3, с. 69—76.
173. *Трощенко В. Н.* Плагиогранитоидные комплексы Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— Сов. геология, 1973, № 3, с. 116—127.
174. *Трощенко В. Н.* Критерии петрологического расчленения гранитов и мигматитов обрамления Криворожской зоны.— Геохимия и рудообразование, 1976, вып. 5, с. 14—19.
175. *Усенко И. С.* О генезисе чарнокитов Украинского щита.— Докл. АН СССР, 1956, **107**, № 4, с. 436—440.
176. *Усенко И. С.* Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья.— Киев : Изд-во АН УССР, 1960.— 220 с.
177. *Усенко И. С.* Докембрийский кристаллический фундамент.— В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. М. : Недра, 1964, с. 23—35.
178. *Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г. и др.* Классификация геологических формаций Украинского щита.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 1, с. 3—15.
179. *Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г. и др.* Геологическое строение и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия Украинского щита.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1976, с. 58—67.
180. *Усенко І. С. та ін.* Формації Українського щита.— Геол. журн., 1963, **23**, вип. 1, с. 3—15.
181. *Усенко И. С., Личак И. Л., Царовский И. Д., Бернадская Л. Г.* Магматические формации Украинского щита.— В кн.: Магматические формации. М., 1964, с. 236—249.
182. *Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г.* Магматизм Украинского щита в южной части Восточно-Европейской платформы : Тез. докл. II петрогр. совещ. по Европ. части СССР.— Воронеж, 1972.— 384 с.
183. *Усенко И. С., Орса В. И., Хатунцева А. Я. и др.* Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита.— Геол. журн., 1973, **33**, вып. 1, с. 3—14.
184. *Усенко И. С., Орса В. И., Хатунцева А. Я.* Раннедокембрийские гранитоиды Украинского щита.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1976, с. 35—44.
185. *Усенко И. С., Орса В. И., Щербаков И. Б. и др.* О минералого-геохимических критериях связи гранитоидов с субстратом.— В кн.: Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата : Наука, 1976, с. 186—187.
186. *Усенко И. С., Цуканов В. А., Есипчук К. Е.* Докембрийская субформация гранитоидов Приазовья.— Геохимия и рудообразование, 1972, вып. 2, с. 55—60.
187. *Усенко И. С., Щербак Н. П., Щербаков И. Б. и др.* Магматические формации Украинского щита.— В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. М. : Недра, 1982, с. 15—22.

188. *Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П.* Биотиты докембрия.— Киев : Наук. думка, 1972.— 208 с.
189. *Усов М. А.* Фазы и фации пород эффузивного облика.— *Пробл. сов. геологии*, 1935, № 9, с. 110—119.
190. *Феофилактов К. М.* О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской.— Тр. Комис. ун-та св. Владимира для описания губерний Киев. учеб. округа, 1851, т. 1.
191. *Ферсман А. Е.* Геохимия.— М., 1937.— Т. 3. 503 с.
192. *Фонарев В. И., Корольков Г. Я.* Оливин-ортопироксен-кварцевый геобарометр (экспериментальные данные).— Докл. АН СССР, 1978, **238**, № 3, с. 687—690.
193. *Хатунцева А. Я.* Корреляция магматических комплексов крайнего северо-запада Украинского щита на формационной основе, их происхождение, возраст и геохимическая специализация.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1976, т. 1, с. 71—75.
194. *Хатунцева А. Я.* Лептитовая формация северо-запада Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1977.— 170 с.
195. *Хмарук Т. Г., Щербаков І. Б.* Чарнокіти Західного Приазов'я.— Геол. журн., 1965, **25**, вип. 5, с. 44—52.
196. *Хорева Б. Я.* К проблеме образования гранитов в Криворожском железорудном бассейне.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР, 1952.
197. *Царовский И. Д.* К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов Восточного Приазовья.— Докл. АН СССР, 1948, **62**, вып. 3, с. 1121—1125.
198. *Царовский И. Д.* Некоторые вопросы стратиграфии докембрия и использование акцессорного циркона для корреляции изверженных пород УССР.— Геол. журн., 1956, **16**, вып. 4, с. 44—52.
199. *Царовский И. Д.* Приазовский сиенитовый комплекс пород и связанные с ним нефелиновые сиениты.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, с. 299—315.
200. *Царовський І. Д.* Сієнітовий комплекс.— В кн.: Стратиграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 287—297.
201. *Цуканов В. А.* Петрология раннедокембрийских гранитов Приазовья.— Киев : Наук. думка, 1977.— 162 с.
202. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.— 176 с.
203. *Чирвинский В. Н.* Новый массив рапакиви на юге бывшей Киевской губернии.— Вісн. Укр. від-ня геол. коміс., 1927, вып. $^{8}/_{9}$, с. 35—38.
204. *Чирвинский В. Н.* Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах юга Киевской губернии и прилегающих частей Подолии.— Вестн. Укр. геол.-развед. упр., 1929, вып. 14, с. 18—23.
205. *Чирвинский В. Н.* К вопросу о стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива.— В кн.: Юбилейный сборник АН СССР, посвященный В. И. Вернадскому. М. : Изд-во АН СССР, 1936, с. 110—116.
206. *Чирвінський В. М.* Геологія узбережжя Гірського Тікича на Київщині.— Геол. журн., 1939, **6**, вип. 4, с. 127—137.
207. *Шкодзинский В. С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов.— Новосибирск : Наука, 1976.— 223 с.
208. *Шульдинер В. И.* Метаморфизм и геотермия эогея.— В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск : Наука, 1981, с. 6—24.
209. *Щелочные полевые шпаты Украинского щита* / И. С. Усенко, Т. А. Рокачук, Н. К. Крамаренко и др.— Киев : Наук. думка, 1980.— 196 с.
210. *Щербак М. П.* Геологія і акцесорна мінералізація докембрію верхів'їв р. Тетерева.— К. : Вид-во АН УРСР, 1961.— 86 с.
211. *Щербак М. П.* Житомирські і коростишевські граніти.— В кн.: Стратиграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 252—257.
212. *Щербак Н. П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 269 с.
213. *Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Луговая И. П.* Изотопная геология Украины.— Киев : Наук. думка, 1981.— 245 с.
214. *Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Орса В. И.* Возрастные соотношения гранитов Волыно-Подолии и Среднего Приднепровья Украинского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966, № 11.
215. *Щербак Н. П., Данилович Л. Г., Жуков Г. В.* Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии.— В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с. 146—147.
216. *Щербак Н. П., Елисеева Г. Д., Левковская Н. Ю. и др.* Геологический и радиологический возраст пород клесовской серии и осницкого комплекса.— Геол. журн., 1978, 38, вып. 4, с. 28—42.
217. *Щербак Н. П., Есипчук К. Е.* Установление древнейших гранитоидов в докембрии Приазовья.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 10, с. 904—906.
218. *Щербак Н. П., Орса В. И., Шуркин К. А. и др.* Новые данные по изотопному датированию раннедокембрийских образований Среднего Приднепровья.— Докл. АН СССР. Сер. Б, 1982, № 9, с. 18—22.
219. *Щербак Н. П., Рябоконь В. В.* Докембрий района р. Росси.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 52—56.

220. *Щербаков И. Б.* Об особенностях состава гранитоидов Украинского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия.— Киев : Наук. думка, 1971, с. 123—128.
221. *Щербаков І. Б.* Гранодіорити та плагіограніти басейну річок Росі, Гірського та Гнилого Тікичів.— В кн.: Стратиграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 139—141.
222. *Щербаков І. Б.* Граніти кіровоградського типу (Уманський, Богуславський та Юрпольський масиви).— В кн.: Стратиграфія УРСР : Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с. 259—261.
223. *Щербаков И. Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 279 с.
224. *Щербаков И. Б., Рокачук Т. А., Платонов А. Н. и др.* Термолюминесценция калишпатов из некоторых гранитоидов Украинского щита.— Геол. журн., 1971, **31**, вып. 4, с. 20—27.
225. *Щербаков И. Б., Рокачук Т. А.* Характер изменения термолюминесцентных свойств щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита в связи с направленностью процессов гранитообразования.— Геол. журн., 1979, **39**, вып. 1, с. 117—122.
226. *Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П., Шемякин В. М.* Эволюция метаморфизма в раннем докембрии.— В кн.: Геология докембрия : Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК, пробл. 4. Л. : Наука, 1968, с. 154—162.
227. *Этингоф И. М.* О стратиграфическом расчленении докембрийских образований Ингуло-Ингулецкого района.— Геол. журн., 1971, **31**, вып. 2, с. 143—147.
228. *Юрк Ю. Ю.* Петрология Уманского и Антоновского гранитных плутонов.— Киев : Изд-во АН УССР, 1953.— 305 с.
229. *Юрк Ю. Ю.* Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита.— Киев : Изд-во АН УССР, 1956.— 196 с.
230. *Юрк Ю. Ю.* Гнейсовый комплекс р. Тетерева.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, с. 119—123.
231. *Юрк Ю. Ю.* Приазовские граниты.— В кн.: Геология СССР. М. : Госгеолтехиздат, 1958, т. 5, с. 255—262.
232. *Юрк Ю. Ю. и др.* Гранитоидные породы Приазовья и перспективы их использования в керамическом и стекольном производствах.— Киев : Наук. думка, 1964.— 143 с.
233. *Ярощук Э. А.* Геологическое строение, геохронология и история развития докембрия Нижнего Побужья : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1970.— 27 с.
234. *Яценко Г. М.* Нижний докембрий центральной части Украинского щита (строение и металлогенические особенности формаций).— Львов : Вища школа, 1980.— 139 с.
235. *Bridgewater D., Watson J., Windley B. F.* The archaen craton of the North Atlantic region.— Phil. Trans. Roy Soc. London, A, 1973, **273**, N 1235, p. 493—533.
236. *Degenhardt H.* Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphere.— Geochim. et cosmochim. acta, 1977, **11**, № 4, S. 279—309.
237. *Futa K.* Sm—Nd systematics of a tonalitic augen gneiss and its constituent minerals from northern Michigan.— Geochim. et cosmochim. acta, 1981, **45**, N 7, p. 1245—1249.
238. *Morozewicz J.* Der Mariupolit und seine Blutvermandten (chemischpetrographisches studium). Miner. und Petrographisches Studium.— Miner. und Petrogr. Mitt. Neue Folge, 1930, **40**, 566.
239. *Nockolds S. R.* Average chemical compositions of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, **65**, N10, p. 1007—1032.
240. *Nockolds S. R., Allen R.* The geochemistry of some igneous rocks series.— Geochim. et cosmochim. acta, 1954, **5**, N 6, p. 245—285.
241. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of elements in some major units of the earth crust.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, **72**, p. 175—192.

# ОГЛАВЛЕНИЕ


**Введение** (И. Б. Щербаков) . . . . . 3

Глава 1. **Геологическое строение и этапы формирования Украинского щита** (К. Е. Есипчук, В. И. Орса, И. Б. Щербаков, И. С. Усенко) . . . . . 3

1.1. *Геологическое строение Украинского щита* . . . . . 5
1.2. Строение земной коры Украинского щита и этапы ее формирования . . . 13

Глава 2. **Гранитообразование в докембрии Украинского щита** . . . . . 16

2.1. Специфичность гранитообразования в докембрии (И. Б. Щербаков) . . . 16
2.2. Прогрессивное и регрессивное гранитообразование (И. Б. Щербаков) . . . 17
2.3. Формационное расчленение докембрийских гранитоидов (И. Б. Щербаков, К. Е. Есипчук, В. И. Орса, И. С. Усенко) . . . . . 22

Глава 3. **Формации прогеосинклинального этапа** (И. Б. Щербаков) . . . . . 30

3.1. Формация эндербитов (И. Б. Щербаков) . . . . . 31
3.1.1. Гайворонский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 32
3.1.2. Токмакский комплекс (К. Е. Есипчук) . . . . . 34
3.2. Формация тоналитов и плагиогранитов (В. И. Орса) . . . . . 36
3.2.1. Днепропетровский комплекс (В. И. Орса) . . . . . 37
3.2.2. Звенигородский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 40
3.2.3. Тетиевский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 42
3.2.4. *Шевченковский комплекс* (К. Е. *Есипчук*) . . . . . 45

Глава 4. **Формации протогеосинклинального этапа** (И. Б. Щербаков) . . . . . 48

4.1. Формация диоритов и плагиогранитов (К. Е. Есипчук, В. И. Орса) . . 50
4.1.1. Сурский комплекс (В. И. Орса) . . . . . 50
4.1.2. *Обиточненский комплекс* (К. Е. *Есипчук*) . . . . . 52
4.2. Формация диоритов, гранодиоритов и гранитов (И. Б. Щербаков) . . . 55
4.2.1. Гайсинский (собитовый) комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 56
4.2.2. Осницкий комплекс (К. Е. Есипчук) . . . . . 59
4.2.3. Павловский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 62
4.3. Формация чарнокитов и гранитов (И. Б. Щербаков) . . . . . 63
4.3.1. Бердичевский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 64
4.3.2. Новоукраинский комплекс (Е. Н. Голуб, В. И. Орса) . . . . . 69
4.3.3. Букинский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 72
4.4. *Формация нормальных гранитов* (И. Б. *Щербаков*) . . . . . 75
4.4.1. Житомирский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 75
4.4.2. Быстреевский комплекс (*Л. И. Забияка*) . . . . . 77
4.4.3. Кировоградский комплекс (В. И. Орса) . . . . . 80
4.4.4. Синюхинский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 83
4.4.5. Вознесенский комплекс (С. П. Кириллов) . . . . . 84
4.4.6. Уманский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 87
4.4.7. Росинский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 90
4.4.8. Богуславский комплекс (И. Б. Щербаков) . . . . . 92
4.4.9. *Ставищенский комплекс* (*И. Б. Щербаков*) . . . . . 94
4.4.10. Салтычанский комплекс (К. Е. Есипчук) . . . . . 96

4.4.11. Мокромосковский комплекс (В. И. Орса) . . . . . 98
4.4.12. Демуринский комплекс (В. И. Орса) . . . . . 101
4.5. Формация лейкократовых и субщелочных гранитов (К. Е. Есипчук) 105
4.5.1. Токовский комплекс (В. И. Орса) . . . . . 105
4.5.2. Анадольский комплекс (К. Е. Есипчук) . . . . . 109

Глава 5. **Формации субплатформенного этапа** (К. Е. Есипчук) . . . . . 111

5.1. Формация граносиенитов (К. Е. Есипчук) . . . . . 111
5.1.1. Восточноприазовский комплекс (К. Е. Есипчук, И. Д. Царовский) . . 112
5.2. Формация гранитов рапакиви (К. Е. Есипчук) . . . . . 116
5.2.1. Коростенский комплекс (К. Е. Есипчук) . . . . . 117
5.2.2. Корсунь-новомиргородский комплекс (К. Е. Есипчук) . . . . . 121

Глава 6. **Формации платформенного этапа** (К. Е. Есипчук) . . . . . 124

6.1. Формация субщелочных гранитов (К. Е. Есипчук) . . . . . 124
6.1.1. Каменномогильский комплекс (К. Е. Есипчук, В. К. Осадчий) . . . . 124
6.1.2. Пержанский комплекс (К. Е. Есипчук) . . . . . 127

Глава 7. **Изотопное датирование гранитоидных формаций** (Е. Н. Бартницкий) . . . 130

7.1. Методы и принципы изотопного датирования . . . . . 130
7.2. Изохронные геохронологические данные по гранитоидным формациям Украинского щита . . . . . 133

Глава 8. **Минералогические критерии определения формационной принадлежности гранитоидов** . . . . . 140
8.1. Породообразующие минералы (И. Б. Щербаков) . . . . . 140
8.2. Акцессорные минералы (К. Е. Есипчук) . . . . . 144

Глава 9. **Петрохимическая характеристика гранитоидов Украинского щита и эволюция их состава во времени** (В. И. Орса, Б. А. Горлицкий) . . . . . 150

9.1. Гранитоиды прогеосинклинального этапа . . . . . 151
9.2. Гранитоиды протогеосинклинального этапа . . . . . 156
9.3. Гранитоиды субплатформенного и платформенного этапов . . . . . 163
9.4. Эволюция химического состава гранитоидов Украинского щита . . . . . 165

Глава 10. **Закономерности распределения редких элементов** (К. Е. Есипчук) . . . . 167

**Заключение** (И. Б. Щербаков) . . . . . 180

Список литературы . . . . . 182

**Игорь Борисович Щербаков**
**Константин Ефимович Есипчук**
**Виктор Иванович Орса**
**Иван Степанович Усенко**
**Евгений Николаевич Бартницкий**
**Елена Николаевна Голуб**
**Борис Александрович Горлицкий**
**Станислав Петрович Кириллов**
**Леонид Иванович Забияка**
**Израиль Давидович Царовский**
**Владимир Кириллович Осадчий**

# ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

*Утверждено к печати ученым советом Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор Л. Н. ПОЛЕТАЕВА
Оформление художника Б. И. БРОДСКОГО
Художественный редактор Р. И. КАЛЫШ
Технические редакторы Б. М. КРИЧЕВСКАЯ, А. М. КАПУСТИНА
Корректоры О. Е. ИСАРОВА, Л. Н. ТВОРКОВСКАЯ, Т. Я. ЧОРНАЯ

Информ. бланк № 6311

Сдано в набор 22.11.83. Подп. в печ. 10.05.84. БФ 01905
Формат 70×108/16. Бум. тип. № 1.
Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 16,8.
Усл. кр.-отт. 16,8. Уч.-изд. л. 17,87.
Тираж 700 экз. Заказ № 3—3000.
Цена 3 р. 10 к.

*Издательство «Наукова думка»* 252601
Киев 4, ул. Репина, 3.

Отпечатано с матриц
Головного предприятия республиканского *производственного объединения «Полиграфкнига»*,
252057 Киев, ул. Довженко, 3
в Нестеровской городской типографии. Нестеров,
Львовской обл., ул. Горького, 8. Зак. № 3225.

4742

НАУКОВА ДУМКА