

МЕТАМОРФИЗМ
УКРАИНСКОГО
ЩИТА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР
ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТЕМАТИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

МЕТАМОРФИЗМ УКРАИНСКОГО ЩИТА

УДК 552.16 (477)

Метаморфизм Украинского щита / Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И. и др. - Киев, Наук. думка, 1982. - 308 с.

Монография представляет собой первое крупное обобщение по закономерностям пространственного распространения метаморфических пород и эволюции метаморфизма на Украинском щите. Детально рассмотрены парагенезисы главных типов пород, особенности породообразующих минералов, критические реакции, последовательность метаморфических процессов и др.

Приведены результаты структурно-метаморфических исследований, обобщения данных по микродефектности щелочных полевых шпатов в связи с метаморфизмом, геофизические материалы.

Для геологов, работающих в области петрологии докембрия.
Ил.41. Табл.32. Библиогр. 293-304 с.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
И.С.Усенко

Р е ц е н з е н т ы
Ю.П.Мельник, О.И.Слензак

Редакция литературы о Земле

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Аб	-- альбит	Парг	-- паргасит
Ад	-- андезин	Пи-Са	-- пироксен
Ак	-- актинолит	Пиж	-- пижонит
Алм	-- алмадин	Пир	-- пироп
Ам	-- амфибол	Пл	-- плагиоклаз
Ан	-- анортит	Пм	-- пироксен моноклинный
Анд	-- андалузит	Пн	-- плеонаст
Ани	-- аннит	Пр	-- пироксен ромбический
Ап	-- апатит	Пф	-- пирофиллит
Апоф	-- апофиллит	Ро	-- роговая обманка
Ат	-- антофиллит	Сал	-- салит
Би	-- биотит	Сан	-- санидин
Во	-- волластонит	Сд	-- сидерит
Гаст	-- гастингсит	Се	-- серицит
Гед	-- геденбергит	Си	-- силлиманит
Ги	-- гиперстен	Ск	-- скаполит
Гн	-- грюнерит	Слес	-- спессартин
Гр	-- гранат	Ср	-- серпентин
Грос	-- гроссуляр	Ст	-- ставролит
Грц	-- герцинит	Стил	-- стильномелан
Гф	-- графит	Сф	-- сфен
Ди	-- диопсид	Та	-- тальк
До	-- доломит	Тр	-- тремолит
Же	-- жедрит	Ту	-- турмалин
Ил	-- ильменит	Фа	-- фаялит
Ка	-- кальцит	Фибр	-- фибролит
Кв	-- кварц	Фл	-- флогопит
Ко	-- кордиерит	Фо	-- форстерит
Кр	-- карбонат	Фс	-- ферросилит
Ку	-- куммингтонит	Хд	-- хлоритоид
Кц	-- клиноцоизит	Хл	-- хлорит
Кш	-- калиевый полевой шпат	Хр	-- хромит
Ле	-- лейцит	Хрз	-- хризотил
Ми	-- микроклин	Це	-- цеолит
Монт	-- монтмориллонит	Чм	-- чермакит
Мт	-- магнетит	Шп	-- шпинель
Му	-- мусковит	ЩПШ	-- щелочные полевые шпаты
Ог	-- олигоклаз	Эд	-- эденит
Ол	-- оливин	Эп	-- эпидот
Ор	-- ортоклаз	Эу	-- эулит

ИНДЕКСЫ ФАЦИЙ (СУБФАЦИЙ)

- 1 - эденосланцевая нерасчлененная
 - 1.1 - низкотемпературная субфация
 - 1.2 - высокотемпературная субфация
- 2 - эпидиот-амфиболитовая нерасчлененная
 - 2.1 - низкотемпературная субфация
 - 2.2 - высокотемпературная субфация
- 3 - амфиболитовая нерасчлененная
 - 3.1 - низкотемпературная субфация
 - 3.2 - высокотемпературная субфация
- 4 - гранулитовая нерасчлененная
 - 4.1 - низкотемпературная субфация
 - 4.2 - высокотемпературная субфация

КОЭФИЦИЕНТЫ

$$f = \frac{Fe^{2+} + Mn + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Mn + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100 - \text{общая железистость минерала, породы, \%}$$

- f_{O_2} - фугитивность кислорода
- K_D - коэффициент распределения
- K_T - константа равновесия
- X - мольная доля компонента

ОСТАЛЬНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

- ф.е. - формульные единицы
- пор - порода
- Флю - флюид
- вт - вторичный
- ред - редуктивный
- тв.р - твердый раствор
- РТД - термолюминесценция, наведенная рентгеновским облучением
- ТВ - термолюминесценция
- ТД - термолюминесценция
- Цифры при символе минерала обозначают его общую железистость
- (f), при символе плагиоклаза - его основность

Основные представления о метаморфизме пород докембрия Украинского щита обоснованы в течение последних 20 лет работами Н.П.Семененко, Ю.Ир.Половинкиной, В.П.Костюка, Я.Н.Белевцева, И.С.Усенко, Р.И.Сироштана, Ю.П.Мельника, Э.Б.Наливкиной, И.Б.Шербакова, А.И.Стрыгина, Н.И.Половко, Т.Г.Шербаковой, Л.Г.Бернадской, И.Д.Царовского, К.Е.Есипчука, М.А.Ярошук, Б.И.Горошников, Р.Я.Белевцева, В.А.Курепина, Б.Г.Яковлева, Г.Д.Кравченко, В.М.Венидиктова и многих других ученых. Проведенные в этот период исследования дали материал по распространенности пород разных метаморфических фаций, чему способствовала также публикация целой серии статей и монографий по породообразующим минералам метаморфических пород. Существенным вкладом в изучение метаморфизма Украинского щита явились работы по метаморфическим формациям, выполненные в Академии наук УССР, вузах и геологических производственных организациях республики.

Настоящая книга написана как объяснительная записка к карте фаций регионального метаморфизма Украинского щита, однако по техническим причинам эту карту пришлось заменить черно-белым вариантом (см.рис.3). Мелкомасштабное метаморфическое картирование ведется на Украинском щите коллективом Института геохимии и физики минералов АН УССР начиная с 1968 г. (И.С.Усенко, Р.И.Сироштан, И.Б.Шербаков, А.И.Стрыгин, Т.Г.Хмарук, Р.Я.Белевцев). За это время было составлено несколько вариантов карт метаморфизма, которые вошли в виде составных частей, в частности, в карту метаморфических фаций СССР (Метаморфические пояса ..., 1975) и международную карту Европы (Metamorphic map of Europe, 1973). При составлении карт учитывались рекомендации, изложенные в решениях симпозиума "Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии" (Новосибирск, 1972) и выездной сессии Комиссии по метаморфизму и метаморфогенному ру-

дообразования по проблеме "Методика геологического картирования метаморфических комплексов" (Ленинград, 1978). Предлагаемая карта (см. рис.3) составлена большим коллективом авторов ИГЕМ АН УССР и Министерства геологии УССР.

При составлении карты и объяснительной записки к ней авторы столкнулись со значительными трудностями методического характера - отсутствием унифицированной, достаточно детальной схемы метаморфических фаций и легенды к карте. Из-за слабой обнаженности Украинского щита большая часть территории закартирована по керновому материалу буровых скважин; следовательно, детальность картирования недостаточна.

При составлении карты был использован принцип опорных точек (Лазаренко, Щербаков, 1978), каждая из которых представляет собой метаморфический "репер" с наиболее полной информацией. Сеть таких точек в количестве 970 покрывает весь щит. Детальнее закономерности развития и распространения метаморфических фаций изучались на опорных площадях, которые выбирались в наиболее интересных геологических узлах щита. Первый вариант карты был составлен без геологической основы, а лишь по материалам одной метаморфической информации. Таким образом, авторы пытались придать карте максимальную объективность.

В результате картирования существенно изменились представления о закономерностях размещения метаморфических фаций, эволюции метаморфизма и возрасте некоторых метаморфических комплексов. В западной части щита выделены линейные зоны диафтореза - области нижнепротерозойской активизации. Опыт показал, что метаморфическое картирование необходимо выполнять одновременно или же сразу вслед за геологическим картированием, иначе эта задача многократно усложняется.

Петрографический фон Украинского щита определяется широким распространением гранитов и мигматитов, в которых заключены сравнительно небольшие поля, толщи, пачки или отдельные скиалиты гнейсов амфиболитовой фации. Второе место по распространенности занимают метаморфические породы гранулитовой фации. Вместе с глубинными гранитоидами (чарнокитоидами) породы гранулитовой фации сконцентрированы главным образом в "гранулитовой дуге" на юго-западе щита. Можно предполагать, что породы гранулитовой фации первоначально были распространены значительно шире, но затем были регрессивно преобразованы до уровня амфиболитовой фации. Наиболее интересные с практической точки зрения породы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций прогрессивной ветви метаморфизма образуют узкие локальные пояса и зоны. Специфическая особенность метаморфизма Украинского щита — отсутствие пород метаморфизованных в условиях фациальной серии высокого давления.

Украинский щит занимает почти пятую часть территории Украинской ССР — около 200 тыс. км². Он выступает полосой шириной 100–350 км, вытянутой с северо-запада на юго-восток почти на 1000 км.

В соответствии с корреляционной стратиграфической схемой докембрия Украинского щита, утвержденной Украинской региональной межведомственной стратиграфической комиссией (УРМСК) в 1978 г., в настоящей работе принято деление щита на шесть геологически обособленных районов: Северо-Западный, Днестровско-Бугский, Росинско-Тихичский, Ингуло-Ингулецкий, Среднеприднепровский и Приазовский (рис.1). Территориально они в значительной мере совпадают с геоблоками, ограниченными разломами глубокого заложения. В докембрии этих районов представлены метаморфизованные и гранитизированные вулканогенно-осадочные образования. Метаморфические породы входят в состав крупных стратиграфических подразделений —



Рис. 1. Схема районирования Украинского щита по районам: 1 - Северо-Западный; 2 - Днестровско-Бугский; 3 - Росинско-Тикичский; 4 - Ингуло-Ингулецкий; 5 - Среднеприднепровский; 6 - Приазовский

серий, большей частью разделенных на свиты. Отдельные свиты находятся вне серий. В западной части Украинского щита, включающей Северо-Западный и Днестровско-Бугский районы, в направлении с юга на север устанавливается стратиграфический разрез кристаллического основания, состоящий (снизу вверх) из днестровско-бугской и тетеровской серий. На северо-западе щита этот разрез венчается фрагментами древнего платформенного чехла - дугачевской и овручской сериями. В юго-восточной части Днестровско-Бугского района в грабен-синклинальных структурах, вложенных в структуры гранитизированной днестровско-бугской серии, залегает более молодая бугская серия.

Севернее, в Росинско-Тикичском районе, в основном выделяется одна гранитизированная серия - росинско-тикичская.

Стратиграфический разрез центральной части Украинского щита - Ингуло-Ингулецкого района представлен двумя сериями: нижней - конкско-верховцевской и верхней - ингуло-ингулецкой.

В соседнем - Среднеприднепровском районе - в прогибе, при-

уроченном к Криворожско-Кременчугскому глубинному разлому, развита криворожская серия, залегающая стратиграфически выше конкско-верховцевской. По представлениям ряда исследователей, в нижней интенсивно гранитизированной части разреза Среднего Приднепровья следует выделить аульскую серию, которая в схеме УРМСК в ранге свиты входит в состав конкско-верховцевской серии. Предлагается также обособить в отдельную серию верхнюю часть разреза Криворожско-Кременчугского прогиба.

В Приазовском районе выделены (снизу вверх) западноприазовская и центральноприазовская серии, гуляйпольская и осипенковская свиты (последние на одном стратиграфическом уровне).

В соответствии с геолого-структурными и радиогеохронологическими данными к архейским образованиям (древнее 2700 млн. лет) отнесены днестровско-бугская, росянско-тикичская, конкско-верховцевская и западноприазовская серии. Эти образования метаморфизованы в широком диапазоне термодинамических условий - от гранулитовой до зеленосланцевой фаций. Корреляция между ними затруднена, хотя в схеме они представлены как одновозрастные. Многие геологи считают, что гранулитовые образования архея - наиболее древние, а отнесенные к архею породы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций залегают выше по разрезу. Однако это положение, не подкрепленное достаточно убедительным геологическим и геохронологическим фактическим материалом, не является общепризнанным.

Следующий структурный этаж - тетеревская, бугская, ингулоингулецкая, криворожская и центральноприазовская серии - с учетом изотопных данных отнесен к раннему протерозою, ограниченному рубежами 2600 ± 100 - 1900 ± 100 млн. лет. В метаморфическом отношении этот этаж также весьма неоднороден: здесь наблюдаются породы гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Среди этих образований находится стратотипическое подразделение нижнего протерозоя - криворожская серия. Максимум метаморфизма ее пород не поднимается выше эпидот-амфиболитовой фации. Отнесение к нижнему протерозою других серий, для которых характерны более высокие ступени метаморфизма, может в той или иной мере оспариваться, так как имеющиеся изотопные даты не являются реперными, а их увязка с геологическим материалом небезупречна. В частности, спорным является возраст гранулитовых пород бугской и центральноприазовской серий.

В Приазовском районе выше центральноприазовской серии, но ниже рубежа 1900+100 млн. лет выделены гуляйпольскел и осипенковская свиты. Первая несогласно залегает на архейском основании; она ближе по характеру разреза и степени метаморфизма к криво-рождской серии и без особых сомнений может быть с ней сопоставлена. Стратиграфическое положение второй свиты не установлено. Она имеет тектонические контакты с гранитизированной западно-приазовской серией, а взаимоотношение с центральноприазовской серией — неясно. Во всяком случае, нет прямых данных о налегании пород осипенковской свиты на центральноприазовскую серию. При определении ее положения в стратиграфической схеме в основном использован критерий метаморфизма — по более низкой степени метаморфизма она, как и гуляйпольская свита, значительно отличается от западноприазовской и центральноприазовской серий.

Стратиграфическое подразделение верхней возрастной категории нижнего протерозоя выделено только на северо-западе Украинского щита. Это пугачевская серия, к которой отнесены образования, заполняющие Белоокровицкую впадину, и ксенолиты в породах Коростенского плутона. Однако по последним данным в отложениях Белоокровицкой впадины найдены остатки палеозойской флоры и фауны (Фуртес, 1978; устные сообщения П.А. Щульги), что, очевидно, заставят пересмотреть вопрос об их возрастном положении. Верхнепротерозойские отложения, венчающие разрез докембрия Украинского щита (возраст менее 1650+50 млн. лет), также выделены только в Северо-Западном районе.

Основная масса наслоенных образований подверглась ультраметаморфической переработке, проявление которой фиксируется как в архее, так и в нижнем протерозое. Поэтому во многих случаях сохранились только отдельные фрагменты стратиграфических подразделений, залегающие в полях гранитов, гранодиоритов и мигматитов соответствующего состава.

Вместе с породами этих подразделений гранитизация подверглись тела основных и ультраосновных пород, что явилось основанием для выделения в архее и нижнем протерозое доорогенных или раннеорогенных комплексов основных и ультраосновных пород. В настоящее время намечалась тенденция к переводу части образований из этих комплексов в разряд коматитов, непосредственно включаемых в стратиграфический разрез.

В западной части Украинского щита (Днестровско-Бугский, Се-

веро-Западный и Росинско-Тихичский районы) выделены три комплекса ультраметаморфических гранитоидов, занимающих большие территории и имеющих нечеткие границы с вмещающими суперкристалльными образованиями. Это подольский, звенигородский и кировоградско-житомирский комплексы. В Ингуло-Ингулецком районе установлены два комплекса — днепровский и кировоградско-житомирский, в Среднеприднепровском районе — днепровский комплекс, в Приазовском — днепровский и приазовский.

Гранитоиды звенигородского и днепровского комплексов (имеющие преимущественно состав гранодиоритов и плагиогранитов), согласно геолого-структурным и радиологическим данным, отнесены к архею. Субстратом пород подольского комплекса является образования днестровско-бугской серии. Однако до недавнего времени в составе этого комплекса устанавливались породы не древнее 2,2-2,3 млрд. лет, что не позволяло относить его к архею. Теперь в Днестровско-Бугском районе выявлены чарнокитоиды (главным образом энтербиты) возрастом до 3,3 млрд. лет. Эти данные свидетельствуют о том, что в подольском комплексе объединены гранитоиды двух генераций — архейские и нижнепротерозойские, которые должны быть раздельно показаны в стратиграфической схеме докембрия Украинского щита.

Гранитоиды кировоградско-житомирского и приазовского комплексов на основании данных по геохронологии и взаимоотношений с вмещающими породами относятся к нижнему протерозою. Кировоградско-житомирский комплекс, выделенный в схеме УРМЖ в разных районах, представляет собой ассоциацию разнообразных по составу и структурно-текстурным особенностям пород, не всегда связанных друг с другом. В этой схеме, в отличие от предыдущих, в состав кировоградско-житомирского комплекса включены гранитоиды Осницкого блока, выделявшиеся ранее в отдельный комплекс. Геологически они не связаны с гранитоидами кировоградского или житомирского типов, но аналогичны им по изотопным датам.

Наряду с автохтонными гранитоидами среди архейских и нижнепротерозойских образований возрастом до 1900+100 млн. лет находятся тела аллохтонных и параавтохтонных пород, в основном включенных в состав ультраметаморфических комплексов (например, Токовский, Мокромосковский, Бокованский, Вербожский, Митрофановский, Новоукраинский, Мухаревский, Токаревский и другие массивы). Однако выделение аллохтонных или параавтохтонных пород не всегда бесспорно.

В области сочленения Северо-Западного и Днестровско-Бугского районов располагаются дифференцированные плутоны букинского интрузивного комплекса (габбро-габбро-монциты-монциты-кварцевые монциты - диориты - гранодиориты), возрастом 2100-2400 млн. лет.

В западном Приазовье выделен черниговский карбонатитовый комплекс, в состав которого входят также нефелиновые сиениты и ультраосновные породы. Изотопный возраст черниговского комплекса 2000 млн. лет.

В возрастной категории нижнего протерозоя, ограниченной рубежами 1900 ± 100 - 1650 ± 50 млн. лет, ультраметаморфических пород нет. В Северо-Западном и Ингуло-Ингулецком районах, судя по геохронологическим данным, к этой категории относятся однотипные Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны основных и кислых пород, объединяемых в коростенский комплекс. Кроме того, проблематичный плутон коростенских гранитов выделяется в Приднестровье. В восточном Приазовье, а также в зоне сочленения Приазовского и Среднеприднепровского районов находятся массивы щелочных пород восточноприазовского комплекса. По возрасту они аналогичны Коростенскому и Корсунь-Новомиргородскому плутонам. Более молодые массивы щелочных пород (1210-1250 млн. лет) выявлены на западном склоне Украинского щита.

Особое место среди протерозойских образований щита занимают продукты натриевого и калиевого метасоматоза (альбититы, микроклиниты, кварц-альбит-микроклиновые породы и др.), локализованные в основном в зонах разломов. Часть из них имеет возраст 1600-1900 млн. лет, т.е. относится к нижнему протерозою. В Северо-Западном районе к Сущано-Пержанской тектонической зоне приурочена сложная по составу ассоциация метасоматических образований позднепротерозойского возраста (1300-1500 млн. лет), возникающая в результате многократной переработки (кальшпатизации, окварцевания, альбитизации, грейзенизации) габброидов, кислых эффузивов и гранитоидов.

В Приазовском районе выявлены небольшие массивы альбитизированных гранитов каменноугольного комплекса, изотопный возраст которых 1200-1500 млн. лет.

На Украинском щите широко распространены дайковые породы большей частью основного состава. Архейские дайки преимущественно развиты в Среднеприднепровском районе, где установлено огром-

ное количество дайковых тел диабазов и газбро-диабазов. Их возраст 2600-2700 млн. лет. В нижнем протерозое, судя по геологическим и геохронологическим данным, есть по крайней мере две генерации цвек — одна из них относится к временному интервалу древнее 1900+100 млн. лет, а другие — моложе. Установлены также верхнепротерозойские дайковые тела. Отдельные дайки секут платформенные образования Белокоровичской и Овручской впадин, а также метасоматиты Сущано-Пержанской зоны. Известны и значения изотопного возраста дайковых пород в интервале 1100-1370 млн. лет. Есть и более молодые образования. Например, возраст биотита из амезиты, обнаруженной на Новосукраинском массиве, 830 млн. лет. В северной части Приазовского района наблюдается палеозойская дайковая формация, генетически связанная с дайково-эффузивными породами девона и карбона южной окраины Донбасса. Здесь есть как представители нормального (амезиты, андезиты, кварцевые порфиры и др.), так и щелочного ряда (шонкиниты, ламбургиты, гродуниты и др.).

Территория Украинского щита разбита глубинами разломами различного направления на шесть геоблоков: Волынский, Подольский, Белоцерковский, Кировоградский, Среднеприднепровский и Приазовский. Из них первые четыре находятся к западу от Криворожско-Кременчугского разлома, а последние два — к востоку от него.

Субмеридиональный Криворожско-Кременчугский разлом — один из важнейших тектонических зон в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Он прослежен от Черного до Баренцева моря. На Украинском щите, в фундаменте Днепровско-Донецкой впадины и Воронежском массиве этот разлом разделяет две обширные области, существенно отличающиеся друг от друга специфическими образованиями (Штингоф и др., 1976).

К специфическим образованиям западной области (для нее предложено наименее название Центрально-Украинской) относятся подольский комплекс энтербитов, чарнокитов, янницитов и чудново-бердячевских гранитов; гнейсовые толщи, залегающие в виде широких полей в Ингуло-Ингулецком и Северо-Западном районах, Буканский комплекс, массивы трахитоидных гранитов новоукраинского типа, боковнянских гранитов и связанных с ними чарнокитоидов; Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутон; клесовская слюда и связанная с ней ассоциация гранитоидов в крайней северо-западной части Украинского щита; древний платформенный чехол, сохранившийся в Овручской, Белокоровичской и Кировско-Вальгаиской впадинах.

В восточной области (ее предложено называть Восточно-Украинской) перечисленные выше образования, как правило, не развиты (некоторым исключением можно считать чарнокиты, но комплекса, аналогичного подольскому, здесь нет). Специфику Восточно-Украинской области составляют широкие поля конкско-верховцевской серии со свойственными ей низкими ступенями метаморфизма. К специфическим образованиям этой области относятся также слабометаморфизованные криворожская серия и гуляйпольская свита.

Различие между двумя областями Украинского щита проявляется в магнитном и гравиметровых полях и фиксируется данными ГСЗ.

Выполненные под руководством Э.А. Крутиховской работы по созданию модели земной коры по профилям ГСЗ на основе данных магнитного поля с привлечением других геофизических материалов показывают, что по линии профиля УШ (Таганрог - Днепропетровск - Кировоград - Бершадь - Могилев-Подольский) участок сиалической коры выделяется только в Центрально-Украинской области. Мощность земной коры составляет здесь 40-45, а к востоку от Криворожско-Кременчугского разлома - 30-60 км. Глубина до поверхности Кюри западнее разлома 65-105, восточнее - 29-95 км. Общий уровень кривой *б₀g* к востоку от разлома повышается. Такой же характер имеет эта кривая и по профилю УШ^а (Винница - Умань - Новоукраинка). Здесь также сиалическая кора установлена только в Центрально-Украинской области.

Области, разделенные Криворожско-Кременчугским разломом, являются структурными подразделениями первого порядка, а выделенные в их пределах геоблоки - подразделениями второго порядка.

В Центрально-Украинской области геологически четко обособляется Кировоградский геоблок, ограниченный на востоке Криворожско-Кременчугским, а на западе - Ядловско-Трактемировским и Первомайским разломами. Территориально он отвечает Ингуло-Ингулецкому району по принятой в настоящей работе схеме геологического районирования.

Другие геоблоки этой области - Волынский, Подольский, Белоцерковский - не имеют четких геологических границ. Поэтому границы выделенных здесь геологических районов - Северо-Западного, Днестровско-Бугского и Росийско-Тикичского, определенные по распространению типичных для того или иного района стратиграфических подразделений и продуктов их ультраметаморфизма, нередко не совпадают с границами геоблоков. Можно полагать, что в начальные

этапы геологического развития территория этих районов относилась к единому геоблоку.

Геоблоки Восточно-Украинской области – Среднеприднепровский и Приазовский – разделенные Орехово-Павлоградским разломом, территориально полностью соответствуют одноименным геологическим районам.

В Центрально-Украинской области в направлении г.Кривой Рог – г.Новоград-Волинский прослеживается широкая (до 60 км) тектоническая зона, осевая часть которой в общем отвечает Центральному разлому, в понимании О.И.Слензака (1978).

К этой зоне, проходящей через все геоблоки упомянутой области, приурочены массивы аллохтонных и, возможно, параавтохтонных образований (Мухаревский, Токаревский, Новоград-Волинский, Букинский, Новоукраинский, Боковянский), пояса даек, участки широкого развития метасоматитов. Вдоль зоны наблюдается переориентировка складчатых структур. С ней связаны участки пониженного метаморфизма (в условиях эпидот-амфиболитовой и низких ступеней амфиболитовой фаций). В то же время она делит Центрально-Украинскую область на два региона: юго-западный – с широким развитием гранулитовой фации и северо-восточный – с широким распространением амфиболитовой фации. Между этими регионами наблюдаются также различия в геологическом строении и физических полях.

Помимо названных выше областей и геоблоков в структуре Украинского щита выделяется большое количество блоков более высоких порядков, часть которых также ограничена глубинными разломами. Сейсмогеологический разрез земной коры восточной половины щита, построенный В.Б.Соллогубом (1972) по линии Таганрог – Днепропетровск – Кировоград – Удованевск (рис.2), фиксирует в этой части щита не менее шести блоков, резко различающихся по глубине залегания поверхности Мохоровичича. Следуя с юго-востока на северо-запад, в первом блоке – Приазовском, ограниченном с северо-запада Орехово-Павлоградским разломом, мощность земной коры составляет 40–45 км. Глубина залегания поверхности Мохоровичича во втором блоке – Орехово-Павлоградском – ограниченном Орехово-Павлоградским и Днепровским разломами, несколько больше – 52–53 км. Третий – Запорожский блок (ограничен Днепровским и Сурским разломами) – характеризуется наименьшей мощностью земной коры – всего около 30 км. Самая большая мощность земной коры в четвертом – Криворожском блоке – 72–75 км, расположенном между Сурским и Криворожским раз-

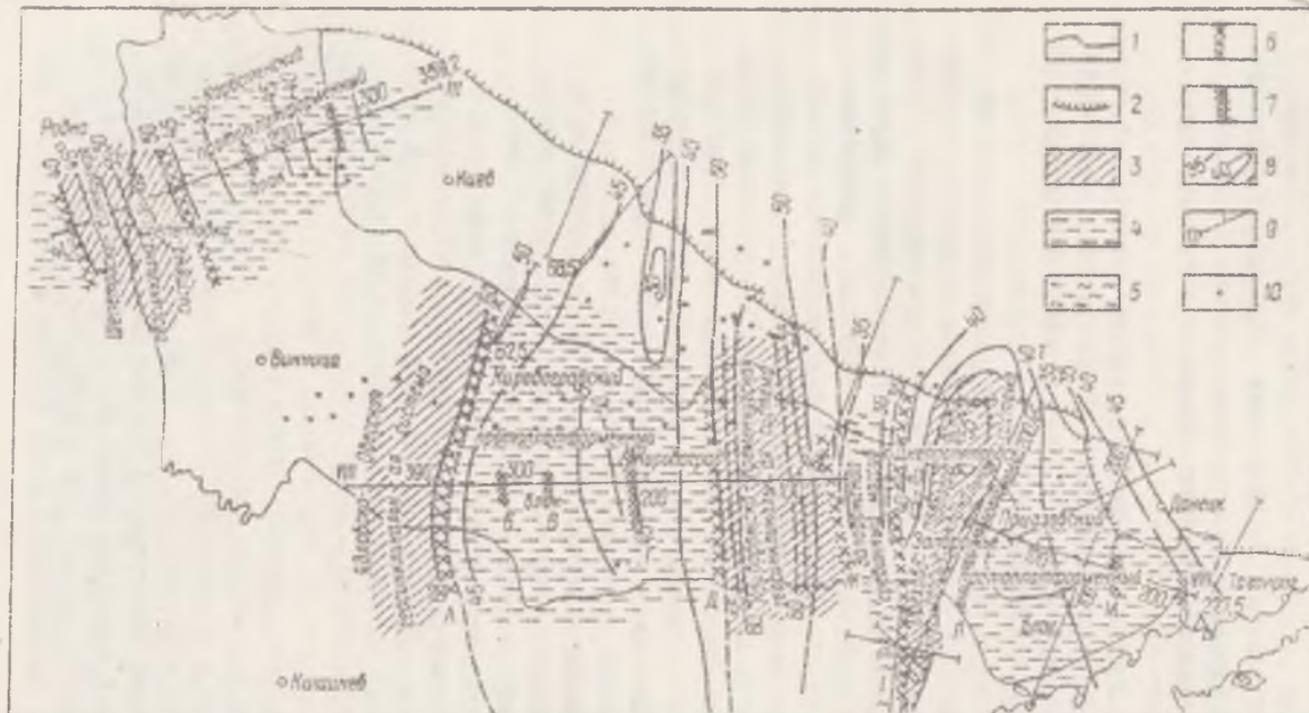


Рис.2. Схема тектонического районирования Украинского щита в раннем протерозое, уточненная и дополненная по данным глубинного сейсмического зондирования (Соллогуб, Чекунов, Трипольский, 1972): 1 - современный контур Украинского щита; 2 - южный краевой разлом Днепровско-Донецкого авлакогена; 3 - раннепротерозойские геосинклинальные системы; 4 - протоплатформенные блоки; 5 - срединный массив раннепротерозойского времени; 6 - глубинные разломы, разделяющие основные геотектонические зоны; 7 - крупные разломы; 8 - линия изоглубия до раздела Мохоровичича (в км); 9 - профили ГСЗ; 10 - точки дискретных определений глубины до раздела Мохоровичича. Основные глубинные разломы, выделенные по профилям ГСЗ и по геологическим данным: А - Тальновско-Мироновский, Б - Бугско-Мироновский, В - Звенигородско-Анновская зона разломов, Г - Кировоградская зона разломов, Д - Криворожско-Кременчугский, Е - Криничанский, И - Днепровский разлом, Л - Орехово-Павлоградский, М - Мануильский, О - Кальмиусский

ломами. Меньшей (около 40 км) глубиной залегания поверхности Мохоровичича отличается пятый – Ингульский блок –, лежащий между Криворожско-Кременчугским и Кировоградским разломами. Шестой блок, границами которого являются Кировоградский и Тяньовско-Мироновский разломы, по глубине залегания поверхности Мохоровичича (45–47 км) вполне сопоставим с Плавовским. Дальше к северо-западу от Тяньовско-Мироновского разлома поверхность Мохоровичича снова погружается на глубину до 65 км. Есть основание предполагать резкое уменьшение мощности земной коры в районе городов Винницы, Бердичева и в Приднестровье и, наоборот, увеличение ее на Волыни в пределах Осницкого и Коростенского блоков.

Сопоставление этих данных вскрывает определенную зависимость между глубиной залегания поверхности Мохоровичича и возрастом пород выделенных блоков. Оказывается, что, чем древнее породы, находящиеся на уровне эрозионного среза, тем меньше мощность земной коры в этих участках. В этом смысле блоки рассмотренного сейсмогеологического разреза могут быть разделены на три группы: первая объединяет блоки с наименьшей мощностью (до 30 км) земной коры и изотопным возрастом обнаженных пород 2600–2900 млн. лет; вторая – блоки с мощностью земной коры до 45–50 км и изотопным возрастом пород, вскрытых эрозией, – 2100–2500 млн. лет и третья включает блоки с мощностью земной коры 65–75 км и изотопным возрастом пород, вышедших на дневную поверхность, – 1800–2100 млн. лет.

Отметим также, что и степень метаморфизации пород, выходящих на поверхность, находится в зависимости от глубины залегания поверхности Мохоровичича. Участки шита, сложенные породами гранулитовой и амфиболитовой фаций, обычно обладают наименьшей мощностью земной коры (30–45 км) и, наоборот, развитие пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций характернее для районов с мощностью земной коры 70–75 км. Приведенные данные позволяют также сделать вывод, что в разрезе докембрия Украинского шита смена метаморфических фаций от гранулитовой к зеленосланцевой в общем идет снизу вверх.

Большая часть территории Украинского шита покрыта четвертичными, частично третичными отложениями. Изредка среди пород осадочного чехла отдельными пятнами наблюдаются мезозойские осадки. Очевидно, в постпротерозойское время Украинский шит преимущественно был областью размыва. По всей видимости, областью

интенсивного размыва он был и в эpiarхейское время. Глубина размыва большая — по крайней мере до уровня зоны ультраметаморфизма, так как криворожская осадочная серия лежит непосредственно на эродированной поверхности архейских автохтонных саксаганских плагиоклазовых гранитов с изотопным возрастом, определенным по циркону, 2600–2700 млн. лет.

На Украинском щите проявляются два типа метаморфизма — ареальный (монофациальный) и зональный (полифациальный). Ареальный тип метаморфизма, породы которого на щите широко развиты, характерен для архейской подвижной области. Зональный метаморфизм развит в породах раннепротерозойской геосинклинали, он обусловлен локальными тепловыми потоками.

В докембрии Украинского щита отчетливо выделяются прогрессивный и регрессивный метаморфизм. Первый связан с опусканием осадочно-вулканогенных толщ в нижние горизонты коры, характеризующиеся высокими давлениями и температурами, и представлен преимущественно породами амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Регрессивный метаморфизм (диафторез) обусловлен широко проявленной гранитизацией, вызванной насыщенными щелочами и кремнекислотой, гранитизирующими растворами, освободившимися из пород, подвергнутых высоким ступеням метаморфизма. Вероятно, часть этих растворов имеет мантийное происхождение.

Диафторической переработке подверглись породы амфиболитовой и гранулитовой фаций прогрессивного метаморфизма.

На Украинском щите, как и в других подобных регионах резко преобладают метаморфические комплексы, генетически связанные с процессами гранитизации. Они занимают до 75% площади щита.

Породы прогрессивного регионального метаморфизма, не затронутые гранитизацией, в основном наблюдаются в виде остатков различного состава гнейсов, сохранившихся в широко развитых полях магматитов гранитоидного состава.

Подчеркнем, что процессы гранитизации на территории Украинского щита проявились в широком интервале глубин. Об этом свидетельствует наличие в составе докембрия Украинского щита гранитов, условия образования которых отвечают различным метаморфическим фациям — от низкотемпературной гранулитовой до высокотемпературной эпидот-амфиболитовой. Среди гранитоидов Украинского щита выделяются неперемещенные анатектические граниты, залегающие на месте исходных пород, и перемещенные как результат интрузии магмы в более высокие горизонты метаморфической оболочки.

Неперемещенные граниты характеризуются конформностью и изохимичностью с вмещающей толщей и полной изофаціальностью парагенезисов как по температуре, так и по давлению. Существенно перемещенные, наоборот, от вмещающих пород отличаются более высокотемпературными ассоциациями минералов, среди которых встречаются минералы-барометры, отвечающие метаморфической фации вмещающих пород, или минералы еще более низких давлений. В общем случае они должны отличаться и по валовому химическому составу.

Гранитизация тесно связана со складкообразованием; ядра брахантиклинальных и куполовидных структур, как правило, выполнены палингенными гранитоидами, с постепенными переходами в мигматиты. Наблюдающееся на Украинском щите сплошь и рядом перерастание гранитизации в магмообразование дает достаточно оснований утверждать, что главной причиной регионального метаморфизма, захватывающего большие ареалы, является не контактное влияние магмы, а тепловые потоки и газоводные растворы, идущие снизу вверх, частью из зоны дегранитизации, располагающейся на уровне гранулитовой фации, частью из мантии вследствие поднятия астенослитов (Белюсов, 1966).

Сказанное в равной степени дает основание считать, что ультраметаморфизм и гранитоидный магматизм зоны ультраметаморфизма из-за их тесной изофизической связи не могут быть автономными. Эта связь выражена или в прогрессивном накоплении жидкой фазы в гранитизирующихся породах с переходом их в конечном результате в магму гранитного состава, или при соответствующей температуре и давлении в выплавлении из пород эвтектических смесей, или в общем расплавлении их (палингенез). Ультраметаморфизм и образование в его зоне гранитных магм должны рассматриваться как причина и следствие.

На Украинском щите наблюдаются установленные в общем виде В.В.Белюсовым (1966) две зоны развития противоположно направленных процессов, а именно: зона дегранитизации (область гранулитовой фации) и залегающая над ней зона гранитизации. В первой, характеризующейся высокими температурами и давлениями, процессы метаморфизации из-за выноса кремнекислоты и щелочей ведут к базификации пород, во второй, наоборот, в результате привноса кремнекислоты и щелочей составы метаморфизующихся пород приближаются к составу гранитов.

В этой метаморфической дифференциации вещества земной коры, вероятно, в какой-то степени отражена также дифференциация мате-

риала верхней мантии, фиксирующаяся поднятием из сейсмического волновода базальтовой магмы в виде астенолитов. В общем случае можно считать, что магма независимо от ее состава — конечный результат метаморфизма, так как даже образование ювенильной основной магмы в зоне сейсмического волновода вызвано переходом одних минералов в другие с выделением некоторого количества жидкой фазы (инконгруэнтное плавление). В таком явлении по существу совмещены два процесса — метаморфический и магматический. Изменение P - T -условий вызывает отделение от метаморфического процесса параллельной магматической ветви, т.е. частичное перерастание метаморфического процесса в магматический. Это перерастание подтверждает тесную связь между обоими процессами, что также свидетельствует не в пользу их самостоятельности.

На нынешнем этапе изучения Украинского щита и развития геологической науки вообще региональный метаморфизм не может быть воспринят иначе как следствие опускания накопившихся осадочно-эффузивных пород в подвижных зонах в более глубокие горизонты земной коры с более высокими температурами и давлениями.

Суммарная мощность глубоко метаморфизованных толщ Украинского щита измеряется многими километрами. Так, мощность днестровско-бугской серии составляет не менее 4–5 км. Сопоставимую мощность имеет перекрывающая бугская серия. Следовательно, общая мощность сохранившегося разреза Днестровско-Бугского района — не менее 8–9 км, а с учетом размыва амплитуды прогибания при формировании этого разреза, вероятно, не менее 12–15 км.

Таким образом, учитывая суммарную мощность глубоко метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ, можно предположить, что породы основания разреза были опущены на значительную глубину, характеризующуюся большими температурами и давлениями, в общем достаточными для превращения опустившихся осадков и эффузивов в породы различных метаморфических фаций вплоть до гранулитовой и даже эклогитовой.

В соответствии с последними данными процесс метаморфизации пород шел не просто с нарастанием степени метаморфизма по мере погружения, а более сложно, так как опускание значительно опережало время, нужное на термодинамическое уравнивание боковых пород с более высокой температурой и относительно холодных опустившихся осадков. Поэтому во время опускания метаморфические реакции, соответствующие достигнутому уровню, не успевали закаливаться в связи с изменением обстановки, вызванной дальней-

шим опусканием. Правильнее будет считать, что окончательное выравнивание метаморфических процессов в соответствии с достигнутой глубиной должно проходить после окончания прогибания подвижной зоны, причем метаморфизующие тепловые потоки должны идти не только снизу вверх, но и со стороны боковых пород, однако в конечном счете с преобладанием тепла, идущего снизу.

По этой причине представляется, что вертикальная зональность в метаморфической оболочке подвижных зон обязательна, причем снизу вверх породы должны располагаться от более высоких ступеней метаморфизма к более низким.

На определенном этапе возможна и некоторая миграция вверх зоны гранитообразования, вызванная осушением опустившихся пород при установлении температурного равновесия с более нагретыми вмещающими породами.

Может быть, именно этим и объясняются особенности генезиса некоторых высокотемпературных гранитов щита, в частности бердичевских, находящихся в тесной связи с гранитизацией и вместе с тем по условиям формирования отвечающих низам гранулитовой фации. Такие высокотемпературные граниты подвижных зон, по-видимому, можно рассматривать как породы, образовавшиеся еще до поднятия вверх на уровень амфиболитовой ступени зоны гранитизации.

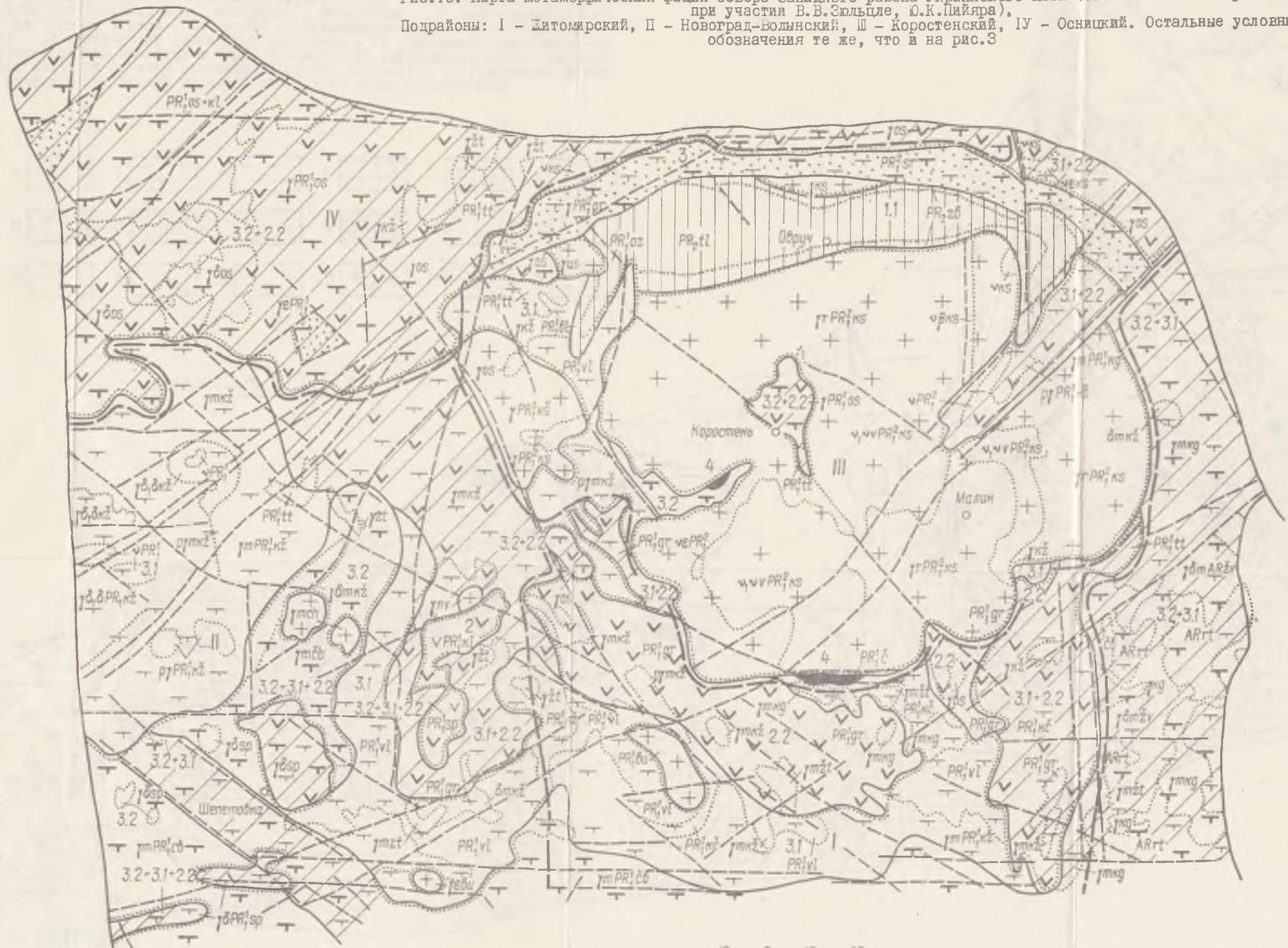
Отметим, что геологическая позиция метаморфических пород Украинского щита не может быть доказательством того, что гранитоиды, мигматиты и другие производные ультраметаморфизма относятся к группе наиболее глубоких образований. В нем совершенно отчетливо выступают две зоны метаморфической оболочки — нижняя и верхняя. Нижняя — наиболее глубокая, сложена породами, соответствующими по уровню метаморфических превращений гранулитовой фации. Породы верхней зоны, наоборот, соответствуют амфиболитовой фации. Они представлены разного состава гнейсами, мигматитами и гранитоидами, образующими в отличие от более или менее спокойно залегающих пород гранулитовой фации гнейсово-мигматитовые купольные структуры, в центре которых находятся гранитоиды. Отмеченная вертикальная зональность метаморфической оболочки Украинского щита подтверждается анализом минеральных парагенезисов, резко отличающихся комплексом критических минералов.

В настоящее время предложено не менее десяти схем метаморфических (минеральных) фаций, однако ни одна из них не может быть безоговорочно принята для составления карты метаморфических фаций. Авторы считали необходимым придерживаться в качестве основы схемы фаций, принятой для международных карт метаморфизма (Metamorphic Map of Europe, 1973 и Metamorphic Map of Asia, 1978), хотя детальность ее явно недостаточна. Международная схема не имеет принципиальных отличий от широко распространенной в Советском Союзе схемы, предложенной Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР (Фации регионального метаморфизма СССР, 1966; Фации метаморфизма, 1970). При решении конкретных вопросов метаморфического картирования авторы обращались к схемам и петрогенетическим решеткам А.А.Маракушева (1973, 1977), В.А.Глебовицкого (1977), К.Б.Кележинскаса (1977) и С.П.Кориковского (1979). В связи с малым развитием критических минеральных ассоциаций оценка РТ-условий метаморфизма некоторых районов производилась в основном по геотермометрам и геобарометрам Л.Л.Перчука (Перчук, Рябчиков, 1976). Особенно действенным метод геотермометрии оказался при выявлении реликтовых минеральных парагенезисов.

В легенде карты выделены четыре метаморфические фации; каждая из них делится на низкую (в отношении РТ-условий) и высокую субфации: гранулитовая – с субфациями 4.2 (высокая) и 4.1 (низкая), амфиболитовая (3), эпидот-амфиболитовая (2), зеленосланцевая (1). На карте (рис.3) отображены области наложения одной или двух низких субфаций на более высокую, реликты высоких фаций в поле более низких, зоны линейного диафтореза, параавтохтонные образования.

Гранулитовая (двупироксеновая) фация. Эта фация выделяется исходя из схемы ИГ и Г СО АН СССР по парагенезису Пр+Пл+Пл без кварца и при железистости гиперстена не выше 50. Вопрос о ранних

Рис.10. Карта метаморфических фаций Северо-Западного района Украинского щита (составила Г.П.Хворова при участии В.В.Сальде, Ю.К.Пийляра).
 Подрайоны: I - Житомирский, II - Новоград-волинский, III - Коростенский, IV - Осницкий. Остальные условные обозначения те же, что и на рис.3



парагенезисах гиперстена подробно рассмотрел С.П.Кориковский (1979), показавший, что парагенезис $Pr+Шм+Шл+Кв$ еще не обязательно указывает на условия гранулитовой фации. По-видимому, надо ставить вопрос о выделении субфации, промежуточной между амфиболитовой и гранулитовой фациями. С таким затруднением мы столкнулись, в частности, при картировании зоны сочленения Россинско-Тяжичского и Днестровско-Бутского районов, где дупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы нередко без кварца и со сравнительно магнетазальными пироксенами переслаиваются с дупироксен-куммингтонитовыми и биотит-роговообманковыми кристаллосланцами. Породы этой зоны условно отнесены к гранулитовой фации.

В метapelитах алданского типа нижней границей служит парагенезис $Gr+Ko+Бн+Op$ (гранат-кордиерит-биотит-ортоклазовая фация С.П.Кориковского, 1979), так как кордиерит при достаточно высоких давлениях появляется лишь в условиях гранулитовой фации (Маракушев, 1968). В умеренноглиноземистых метapelитах граничный парагенезис $Pr_{60}+Gr+КШ$. С гиперстеном более высокой железистости этот парагенезис возможен в высокой амфиболитовой фации, но также, вероятно, в метаморфитах ладожского типа. Полностью запрещенными минералами в гранулитовой фации всех типов являются бескальциевые амфиболы, ставролит, мусковит, дистен, роговая обманка в кварцосодержащих породах с f 25, биотит в тех же породах с f 30 (Фации метаморфизма, 1970).

Расчленение гранулитовой фации проблематично. Выделение роговообманково-гранулитовой субфации мало убедительно, так как роговая обманка разлагается при температуре 1120 К, а специфические амфиболы встречаются даже в андезитах. Примерно такова же устойчивость биотита, хотя известны (район г.Гайворона) гранулиты без биотита и кордиерита. Поэтому безбиотитовые гранулиты можно считать хорошим признаком высокой гранулитовой фации. К высокой гранулитовой субфации следует относить и эклогитоподобные породы — дупироксеновые кристаллосланцы с гранатом. Надежнее высокая субфация определяется по появлению гиперстена в гранат-кордиерит-ортоклазовых породах. По мнению А.А.Маракушева, кордиеритизация протекает с некоторым положительным объемным эффектом и поэтому в самой высокой (глубинной) части гранулитовой фации кордиерита нет, а вместо него появляется силлиманит в парагенезисе с гиперстеном. Последний характерен для гранулитов типично алданского (сутамского) типа метаморфизма. Для картирования до-

статочно принять, что появление гиперстена в парагенезисе с кордиеритом или силлиманитом определяет высокую гранулитовую фацию.

Удобно предложенное А.А.Маракушевым деление на фации глубинности по железистости граната в парагенезисе с кордиеритом и силлиманитом. Как известно, он выделяет следующие субфации (или фации) с возрастанием глубинности: намеченскую - $f_{гp}$ более 80; ханкайскую - $f_{гp} = 75-80$; алданскую - $f_{гp} = 65-75$; сугамскую - $f_{гp}$ меньше 65. Три последние субфации относятся к гранулитовой фации.

Амфиболитовая фация. О высокотемпературной границе этой фации уже говорилось. Гранат-биотит-кордиерит-ортоклазовая ассоциация в условиях низких давлений может распространяться не менее, чем до середины амфиболитовой фации. С.П.Кориковский считает также, что гиперстен может появляться при более низких температурах в условиях дефицита калия. По А.А.Маракушеву (1968), поле устойчивости бескальциевых амфиболов подразделяется на две минеральные фации: в одной куммингтонит устойчив с гиперстеном и кварцем, в другой - гиперстен полностью вытеснен амфиболами. Первую ассоциацию следует отнести к высокой амфиболитовой, вторую - к низкой, хотя А.А.Маракушев, а вслед за ним Р.Я.Белевцев выделяют для первого парагенезиса фацию переходного типа. Клинопироксен возможен по всей амфиболитовой фации, но, вероятно, в породах алданского типа метаморфизма.

Сложнее вопрос о нижней границе амфиболитовой фации. Он связан с проблемой устойчивости мусковита. А.А.Маракушев считает, что нижний предел устойчивости гиперстена с куммингтонитом близок к верхнему пределу устойчивости мусковита. Согласно Н.Л.Добрецову и др. (Фации метаморфизма, 1970), мусковит разлагается на границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, что совпадает с началом массового выплавления гранитов. Реакция разложения мусковита на калиевый полевой шпат рассматривается как пограничная внутри амфиболитовой фации (Гранулитовая фация..., 1972). С.П.Кориковский подробно исследовал вопрос устойчивости мусковита и, ссылаясь на экспериментальные данные В.А.Жарикова и др. (1972), показал, что при давлении, равном $5-6 \cdot 10^6$ Па, максимальная температура стабильности мусковита не может быть выше 890 К, при давлении $3,5 \cdot 10^8 - 870$ К, а при давлении $2 \cdot 10^8$ Па - 840 К. С.П.Кориковский (1973) обобщил данные по составу мусковит-парагонит-фенгитовых слюд и пришел к выводу, что фенгитовость мусковитов снижается с

возрастанием степени метаморфизма. В кислотных условиях область устойчивости мусковита значительно расширяется, что также было замечено нами на примере образования мусковита в гранитах бассейна Тетерева.

В амфиболитовой фации широко развиты различные амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы, плагиогнейсы, кристаллосланцы. В породах алданского типа метаморфизма в них может содержаться диопсид главным образом диафортычский, ромбические амфиболы, а также гранат, хотя последний в подобных породах Украинского щита встречается редко. Другое название фации - фация биотит-силлиманитовых гнейсов (Фации метаморфизма, 1970). Соответственно здесь широко распространены гранат-биотитовые, гранат-биотит-силлиманитовые, биотитовые метapelиты. Во всей фации возможен парагенезис граната с кордиеритом, но без калиевого полевого шпата. В высокоглиноземистых породах обычен бескварцевый парагенезис $\text{Шп}+\text{Ко}+\text{Гр}+\text{Си}$ и $\text{Шп}+\text{Ст}+\text{Гр}+\text{Си}$; возможен также андалузит.

Запрещенными минералами являются ставролит (с кварцем), эпидот с плагиоклазом ниже № 50, мусковит (не в гранитах), а также минералы гранулитовой фации (с учетом парагенезисов).

Расчленение на субфации еще проблематичнее. Авторы книги "Термо- и барометрия ..." (1977) предлагают взамен амфиболитовой фации ввести две фации по давлению: гранатовых амфиболитов (высокая) и куммингтонитовых амфиболитов (низкая). Такое расчленение можно применять и для выделения субфаций, однако из-за наличия постепенных переходов между фаціальными сериями амфиболиты и куммингтонитовые амфиболиты нередко переслаиваются.

На высокую амфиболитовую фацию могут указывать парагенезисы переходного типа, названные выше: $\text{Пр}+\text{Ку}$, $\text{Гр}+\text{Ко}+\text{Ср}$; $\text{Пр}+\text{Гр}+\text{Пл}$. Хорошие результаты дает применение биотит-гранатового геотермометра по Л.Л.Перчуку. С его помощью установлены следующие температурные границы амфиболитовой фации: нижняя - 870 К, верхняя - 940, граница высокотемпературной и низкотемпературной субфаций - 910 К.

Эпидот-амфиболитовая фация. Первоначально она была выделена исходя из развития ассоциации роговая обманка - эпидот в основных породах, богатых кальцием. Однако равновесие этих минералов в связи с переменным составом поливариантно. Породы этой фации очень часто наблюдаются вместе с породами зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Все это затрудняло определение тем-

пературных границ, что послужило основанием Ф.Тернеру и Дж.Ферхугену (1961) отказаться от ее выделения. Во многих отечественных работах (фашиа метаморфизма ... 1970; Глебовицкий, 1973; Добрецов, 1974) было показано, что эта фашиа характеризуется специфическими парагенезисами в различных породах и должна выделяться как самостоятельная.

Нижней температурной границей эпидот-амфиболитовой фашии, по В.А.Глебовицкому, является моновариантное равновесие $Ак+Хл+Эп+Ао+Мт=Ро$ в основных породах и реакция $Хл+Му+Кв = Ст+Би$ в метапелитах. Роговая обманка и ставролит-биотитовый парагенезис проявляются при температурах 750-770 К. За верхнюю температурную границу эпидот-амфиболитовой фашии принимается реакция дегидратации мусковита в присутствии кварца на ортоклаз и полиморф Al_2SiO_5 .

Эпидот-амфиболитовая фашиа основных пород представлена минеральными ассоциациями из эпидота, кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза), малоглиноземистой роговой обманки (Al_2O_3 менее 5%), которые группируются в типичные для нее парагенезисы $Ро+Эп+Пл+Кв$ и $Ро+Би+Пл+Кв$. В метапелитах этой фашии развиты парагенезисы $Ст+Би+Му+Ал$ (Си)+Кв+Шл, $Ст+Би+Му+Кв+Пл$, $Би+Му+Кв+Пл$ с двумя субфашиями. К низкотемпературной части относится $Ст+Анд+Би+Му$ ассоциация. Более высокотемпературная ассоциация - $Ст+Сил+Би+Му$. Бесставролитовые парагенезисы представляют ассоциации $Анд+Гр+Би+Му$ и $Сил+Гр+Ба+Му$, а также $Ко+Би+Му$.

Богатые железом магнетитосодержащие кварциты (итабиты) в эпидот-амфиболитовой фашии характеризуются парагенезисами $Ку+Мт+Кв$, $Гр+Ку+Мт+Кв$ и $Ку+Пм+Мт+Кв$. Отметим, что о фашиальной принадлежности этих пород по парагенезисам судить нельзя, так как куммингтонитосодержащие парагенезисы могут быть и в эпидот-амфиболитовой фашии, и в низкотемпературной части амфиболитовой фашии, и даже в высокотемпературной части зеленосланцевой фашии. Попытка выделить куммингтонитосодержащие парагенезисы по фашиям в связи с железистостью куммингтонита оказалась безуспешной, поскольку этот параметр состава зависит не только от температуры, но и от окислительного потенциала. В железистых кварцитах, недосыщенных калием, возможно появление ортопироксена даже в биотит-мусковитовой минеральной фашии (Кориковский, 1979), эпидот-амфиболитовой метаморфической фашии. Исходя из этого фашиальную принадлежность железистых пород следует определять по

ассоциациям их с другими породами (метапелитами, метабазами), в которых фациальная принадлежность устанавливается более однозначно.

В карбонатных породах эпидот-амфиболитовая фация со стороны зеленосланцевой фации ограничивается появлением тремолита по реакции $5\text{Ta}+6\text{Ka}+4\text{Kv} = 3\text{Tr}+6\text{CO}_2+2\text{H}_2\text{O}$. Границей с амфиболитовой фацией служит реакция $\text{Tr}+3\text{Ka}+2\text{Kv} = 5\text{Plm}+3\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$. В карбонатных породах эпидот-амфиболитовой фации развиты парагенезисы $\text{Tr}+\text{Ka}+\text{Do}$ и $\text{Tr}+\text{Ka}+\text{Kv}$.

Зеленосланцевая фация. Обычно к ней относится наиболее низкотемпературный интервал условий регионального метаморфизма. По разным схемам фаций объем зеленосланцевой фации несколько различается. В настоящей работе использована схема фаций В.С.Соболева и др. (Фации метаморфизма, 1970), согласно которой зеленосланцевая фация характеризует самые низкотемпературные условия регионального метаморфизма умеренных давлений (андалузит-силлиманитовый тип). Нижняя температурная граница зеленосланцевой фации проводится по кинетическому порогу метаморфизма и исчезновению глинистых минералов (570–620 К), а верхняя – по реакциям разложения хлорита и хлоритоида в присутствии кварца.

Минералого-петрографический материал по многим андалузит-силлиманитовым метаморфическим комплексам (в том числе и Украинского щита) свидетельствует о том, что наиболее надежно граница между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями отбивается в метапелитах по исчезновению хлорита и хлоритоида и по новообразованию ставролита, андалузита и кордиерита (Кориковский, 1969, Винклер, 1969). Альмандиновый гранат обычно появляется в метапелитах задолго до исчезновения хлорита и ассоциирует с последним в широком интервале температур. Некоторые петрологи, однако, отмечают появления андалузита в зеленосланцевой фации, а также наличие парагенезиса $\text{St}+\text{Xl}$ в нижней части эпидот-амфиболитовой фации (Кориковский, 1969).

В метабазах верхняя граница зеленосланцевой фации отбивается менее определенно. Наилучшим критерием ее является появление в амфиболитах эпидот-амфиболитовой фации моноклинного пироксена, а также исчезновение в них хлорита. В амфиболитах эпидот-амфиболитовой фации по сравнению с более низкотемпературными метабазами содержится значительно меньше эпидота (или его совсем нет). Кроме того, отмечается некоторое изменение состава

плагноклаза и роговых обманок с ростом температуры метаморфизма: увеличивается основность плагноклаза, а также глиноземистость и щелочность роговых обманок. Однако это изменение довольно постепенное. Существует значительная область перекрытия составов плагноклазов и роговых обманок зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Например, состав плагноклазов из метабазитов высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации изменяется от альбита до олигоклаз-андезина, а в эпидот-амфиболитовой фации от олигоклаза до лабрадора.

В мраморах зеленосланцевой фации устойчива ассоциация доломита с кварцем, а в железистых породах и сланцах — $Xл+Кв+Мт+Гн+Гр+Би$.

Обычно зеленосланцевую фацию делят на три субфации, или метаморфические зоны, которые по характерным индекс-минералам метапелитов следуют одна за другой с увеличением температуры: хлоритовая, биотитовая, альмандиновая (гранатовая). Критическим парагенезисом хлоритовой субфации является $Xл+Му+Кв$, $Кв+Аб+Му+Xл$, $Стил+Му+Xл+Кв$, $Xл+Ка+Кв$; биотитовой: $Xл+Му+Би+Кв$, $Кв+Аб+Эп+Би+Ак$, $Би+Xл+Стил+Кв$; альмандиновой: $Кв+Му+Би+Гр+Xл$, $Кв+Аб+Ог+Эп+Гр+Ро$.

Такое деление зеленосланцевой фации можно принять и для метаморфических комплексов докембрия Украинского щита. Наиболее низкотемпературная безбиотитовая (хлоритовая) субфация зеленосланцевой фации проявляется в Северо-Западном районе щита (Овручская грабен-синклиналь) и возможна на небольших участках в ядерных частях Верховцевского, Сурского и Белозерского синклинариев. Однозначно этот вопрос пока не решен. Большая часть зеленых сланцев Украинского щита содержит биотит. Наиболее низкотемпературные из них объединяются в биотитовую субфацию. В породах этой субфации известны ассоциации: $Би+Xл+Кв+Му$, $Би+Xл+Му+Кв$; $Би+Стил+Xл+Кв+Аб$; $Xл+Аб+Эп+Би+Ак$. Характерно для нее отсутствие альмандина, роговой обманки, мусковитового парагенезиса, редкость безбиотитовых ассоциаций, наличие лишь кислого плагноклаза и актинолита. По критическим ассоциациям эту субфацию можно назвать стельномелан-хлорит-биотитовой или альбит-хлорит-актинолитовой.

Самая высокая альмандиновая субфация зеленосланцевой фации характеризуется критическим парагенезисом $Кв+Xл+Алм$. Переходные реакции с биотитовой субфацией в метапелитах и железистых сланцах приводят к новообразованию альмандина и куммингтонит-биоти-

товой ассоциации вместо железистого хлорита и стильномелана. В метабазитах кроме появления альмандинового граната переходные реакции между этими субфациями связаны с перераспределением компонентов между плагиоклазом и амфиболом: с ростом температуры плагиоклаз становится более основными, а роговая обманка более щелочной и глиноземистой. В железистых породах и сланцах альмандиновой субфации нет стильномелана, но широко развита ассоциация $Gr+Ku+Bi+Хл+Кв+Мт$.

Состав граната метapelитов зеленосланцевой фации: альмандина около $94 \pm 3,6\%$, содержание спессартинового компонента $3,7 \pm 3,1$, а известкового $9,6 \pm 2,6\%$. Средняя железистость биотита, сосуществующего с гранатом, $71-72$. В эпидот-амфиболовой фации гранаты и биотиты из метapelитов более магнизальны.

В глиноземистых метapelитах зеленосланцевой фации содержится парфиллит.

Фундаментальные сводки есть почти во всем главным породообразующим минералам. За последние годы опубликованы также работы по минералам Украинского щита (Усенко, Шербаков, Заяц, 1972; Породообразующие пироксены..., 1979; Породообразующие гранаты..., 1980; Щелочные полевые шпаты..., 1980). В настоящем разделе охарактеризованы лишь те свойства минералов, которые имеют практическое значение для определения условий метаморфизма. Описание некоторых минералов (мусковит, полиморфы глинозема, кордиерит) несколько расширено в связи с тем, что по ним нет обобщений для Украинского щита.

Гранаты. Гранаты широко распространенные и чрезвычайно важные типоморфные породообразующие минералы метаморфических пород. Они входят в состав метапелитов и железистых пород всех фаций регионального метаморфизма на Украинском щите. Их составу, а также минеральным равновесиям с участием гранатов посвящена монография (Породообразующие гранаты..., 1980).

Гранат — типичный продукт прогрессивного метаморфизма: с ростом степени метаморфизма расширяется область состава гранатосодержащих метаморфических пород и увеличивается содержание в них граната. Общая закономерность изменения состава граната с возрастанием температуры метаморфизма заключается в увеличении его магnezизальности.

Химический состав граната определяется в первую очередь условиями метаморфизма, химическим составом породы, а также содержанием граната в породе. Так, наличие кальциевого компонента прежде всего определяется содержанием CaO в породе: metabазиты и богатые CaO железистые породы включают гранаты с 15–20% кальциевого компонента (преимущественно гроссулярового). В то же время гранаты из бедных CaO глиноземистых и железистых породах также бедны CaO (с 4–8% известкового компонента). Метаморфиче-

ские породы и содержащиеся в них гранаты обычно бедны MnO , а большое количество последнего в гранате чаще всего связано с фракционированием. Марганцовистость гранатов в метapelитах и железистых породах зависит от нахождения самого граната в породе. Первые зародыши гранатов резко обогащены марганцем и при их дальнейшем росте и появлении новых кристаллов содержание MnO в гранате постепенно уменьшается. О фракционировании MnO свидетельствует наличие зональных гранатов. Такие гранаты в низко-температурных сланцах имеют в краевых зонах MnO 1,6–1,7, а в ядре – 6,8–7,0% (определения на микрозонде С.Б.Станченко).

Статистический анализ гранатов показывает, что наилучшие результаты для диагностики условий метаморфизма дает использование состава и парагенезисов гранатов из метapelитов, т.е. бедных CaO глиноземистых пород (Породообразующие гранаты..., 1960).

С увеличением степени метаморфизма возрастает количество пиропового компонента и уменьшается содержание остальных компонентов (альмандинового, гроссулярового, спессартанового).

По количеству пиропового компонента хорошо разделяются метapelитовые гранаты разных фаций (в формульных единицах): зеленосланцевой $0,17 \pm 0,09$ эпидот-амфиболитовой $0,34 \pm 0,14$; амфиболитовой $0,54 \pm 0,16$; гранулитовой $0,83 \pm 0,20$, или по железистости гранатов: зеленосланцевой $93,66 \pm 3,57$; эпидот-амфиболитовой $87,35 \pm 4,65$; амфиболитовой $80,92 \pm 5,08$; гранулитовой $69,50 \pm 6,48$.

Пироксены. При установлении зависимости типоморфных свойств пироксенов от PT -условий нами сравнивались фация и субфация, определяемые на основе моновариантных реакций и критических парагенезисов. Данные геотермобарометрии в этом отношении менее пригодны в связи с проявлением полиметаморфизма (Венидиктов, 1974) и использованием различных моделей расчета. Так, температуры метаморфизма в пироксенсодержащих породах гранулитовой фации Украинского щита по В.А.Курасину составляют 870–1020 К (Породообразующие пироксены..., 1979), Б.Г.Яковлеву и др. – 1030–1140 К (там же). Чувствительность этих методов обычно недостаточна для выделения субфаций в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Вообще следует иметь в виду некоторую приближенность корреляции действительных интервалов PT -условий и тех, которые устанавливаются на основании опорных моновариантных реакций и "показаний" геотермобарометров. Так, в одной из скважин (Приднестровье, с.Раковец) в узком интервале глубин (333–392 м), очевидно соот-

ветствующем изотермобарическим условиям, встречены породы и гранулитовой, и амфиболитовой фаций: обр.С-138/1 - биотит-кбу-пироксеновый амфиболит, $Ro_{24,4} + Pr_{34} + C^{+} + Pm_{20,0} + Bi_{28,8} + Pl_{19-21}^{ред}$ + Кв+Мт; (идеогенная представлен реликтами реликтовыми зернами), обр. С-138 и С-138/9 - биотит-клинопироксен-роговообманковые гнейсы, соответственно $Ro_{37,8} + Pm_{34,0} + Bi_{42} + Pl_{30} + Кв+Мт$ и $Ro_{35,5} + Pm_{26,9} + Bi_{32,9} + Pl_{29-31} + Кв+Мт$. По диаграммам Л.Л.Перчука (1970), для этих пород получены следующие температуры (К): обр.С-138/1 - пара Пр-Пм-920, Пм-Ро-1070, Пр-Ро-970, Пм-Би-1020, Пр-Би-960, Ро-Би-970, Ро-Пл-740, обр.С-138/9- Пм-Ро-1060, Пм-Би-1020, Ро-Би-870, Ро-Пл-820.

Изоморфные замещения минералов в общем случае зависят от условий образования и состава пород, влияние которого обусловлено определенным соотношением кислотных и основных окислов и изменением их активности. Содержание Fe, Mg, Mn, Ti и Cr в пироксенах определяется преимущественно составом пород, Al, Al_{IV}, Al_{IV}, Ca и Na - в основном условиями образования (T, P, pH, μ_{O_2}) (Породообразующие пироксены..., 1971). По соотношению термодинамических свойств наибольшую чувствительность к температуре следует считать при замещении $Fe_2^{2+} Si_2 \rightleftharpoons Ca Al_2 (\varphi_{C-4m})$ или $Fe_2^{2+} \rightleftharpoons Ca Mg (\varphi_{C-4m})$. Потенциальным геобарометром является содержание жадеита или Al_{IV} . В области PT-условий, соответствующих метаморфизму, наиболее информативна глиноземистость пироксенов (Перчук, 1971; Вуд, Фрейзер, 1981). Кальциевость пироксенов достаточно чувствительна при сравнении магматических и метаморфических пород, однако не может быть индикатором фаций метаморфизма из-за небольшой изменчивости ее в этих условиях. Эффективность дискриминантных функций зависит от подбора выборки при их расчете. Если есть различия в $\Delta(x)$, они обычно проявляются и в отдельных признаках (кальциевость, глиноземистость и пр.), как, например, при сравнении магматических и метаморфических пироксенов. В то же время интерпретация $\Delta(x)$ более неопределенна.

Исходя из большого влияния соотношения кислотных и основных окислов и изменения их активности, информативность любого типоморфного свойства изменяется в зависимости от типа пород и парагенезиса. Так, в породах, богатых кальцием (силикатно-карбонатных, основных), влияние PT-условий затухивается локальными вариациями активности Ca , влияющей на степень вхождения Al в пироксены. В ультрабазитах большое значение имеют изменения ак-

тивности Mg . Следовательно, наиболее благоприятны для вычисления PT-условий породы, обедненные сильными основаниями, т.е. насыщенные калием метapelиты. Так, хорошо "работают" гранат-гиперстенные и гранат-кордиеритовые геотермобарометры и железистость минералов в дивариантных парагенезисах (Маракушев, 1965, 1973). Особенно показательна железистость граната, с которой коррелируется глиноземистость гиперстена (рис.4). Вариации X_{Al}^{Hr} в других типах метаморфических пород (метабазиты и т.п.) недостаточны.

В литературе обсуждалась возможность использования в цирксонах Al_{IV} в качестве геотермометра, а Al_{VI} - в качестве геобарометра. Распределение амфотерных элементов между четвертой и шестерной координациями зависит от температуры, давления, щелочности и фугитивности кислорода. Однако при сравнении ортопироксенов из различных фациальных серий существенного различия в распределении Al между тетраэдрической и октаэдрической позициями не наблюдалось. Недостаточно эффективна также диаграмма $F^{Hr} - Al_{IV} - Pr$ (Фашии метаморфизма, 1970). В то же время в фациальных сериях повышенных давлений сильно возрастает суммарное содержание Al и наблюдается положительная корреляция между Al_{IV} и Al_{VI} .

Более перспективно сопоставление глиноземистости сосуществующих ортопироксенов и биотитов (распределение Al между ними), так как кислотно-основные свойства радикалов у них примерно одинаковы, а области PT-устойчивости различны. Для низкотемпературной или малоглубинной гранулитовой фации характерны малоглиноземистые ортопироксены и обогащенные Al биотиты. При повышении давления и температуры глиноземистость указанных минералов обрывается, а в гиперстен-силлиманитовой субфации наблюдаются даже обратные соотношения (Крылова, Прияткина, 1976). На диаграмме $Al_{Pr} - Al_{Bt}$ (рис.5) по абсолютному содержанию Al обособляются поля гранат-кордиерит-калишпатовой, гиперстен-кордиеритовой и гиперстен-силлиманитовой субфаций, а величина K_{Al}^{Hr-Bt} хорошо коррелируется с типом фациальной серии (повышенные, умеренные и пониженные давления). В отличие от других диаграмм фазового соответствия (например, железистость сосуществующих темноцветных минералов) в данном случае наблюдается гораздо больший интервал колебаний K_d вплоть до обратной корреляции между Al_{Pr} и Al_{Bt} , что обуславливает перспективность (чувствительность) этого геотермобарометра.

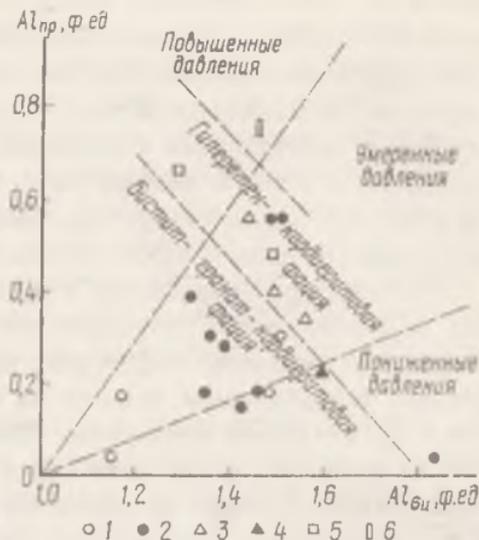
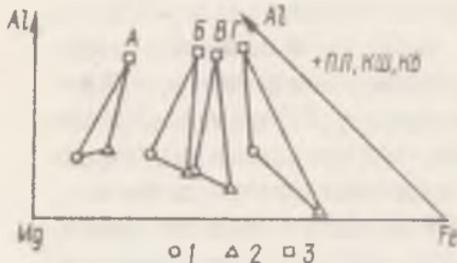


Рис.4. Изменение состава минералов (1 - биотитов; 2 - ортопироксенов; 3 - гранатов) и положения соединительных линий в зависимости от давления:

A - обр. 94-6, Пр+Си+Гр+Би+Пл+КШ+Кв, Порья губа (Крылова, Прияткина, 1976); Б - обр. 222/2, Пр+Ко+Гр+Би+Пл+КШ+Кв, Приднестровье, р.Мурафа, с.Саянка (Венидиктов, 1978); В - обр.202/1, Пр+Гр+Бз+Пл+КШ+Кв, Приднестровье, р.Мурафа, с.Вилы Яружские (Венидиктов, 1978); Г - обр.306/22, Пр+Гр+Би+Пл+КШ+Кв, р.Бокоченька, с.Зеленый Гай (Беленцев, 1975)

Рис.5. Корреляция глиноземистости сосуществующих ортопироксенов и биотитов.

Парагенезисы: 1 - Пр+Би+Пл+КШ+Кв; 2 - Пр+Би+Гр+Пл+КШ+Кв; 3 - Пр+Би+Ко+Пл+КШ+Кв; 4 - Пр+Ку+Би+Пл+Кв; 5 - Пр+Ко+Гр+Би+Пл+КШ+Кв; 6 - Пр+Си+Гр+Би+Пл+КШ+Кв

В качестве геобарометра давно обсуждается железистость ортопироксена в парагенезисе Пр+Ол+Кв (Olsen, Mueller, 1966; Курепин, 1970; Мельник, 1973). Экспериментальные диаграммы зависимости X_{Pr}^{Mg} от давления приведены в работе В.И.Фонарева и Г.Я.Королькова (1979).

Содержание акмитового компонента в Ca-Na пироксенах - показатель щелочности среды, однако степень изоморфизма $Ca(Mg, Fe^{2+}) = Na Fe^{3+}$ зависит также от температуры, давления, химического потенциала воды, фугитивности кислорода и характера щелочного метасоматоза (натриевого или калиевого).

Роговые обманки. Роговые обманки представлены всеми членами ряда актинолит - эденит - гастингсит - чермакит. Типичные гастингситы, обогащенные керсутитовым компонентом, приурочены к

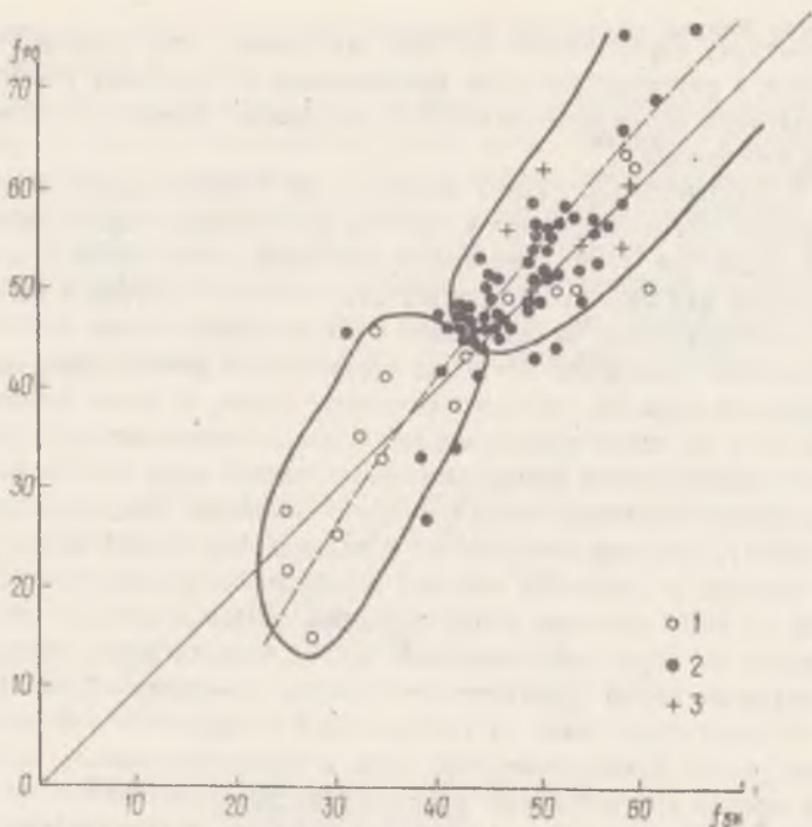


Рис.6. Соотношения общей железистости роговой обманки и биотита в породах богатых CaO . Роговые обманки гранулитовой (1), амфиболитовой (2) и эпидот-амфиболитовой фации (3)

породам гранулитовой фации Среднего Побужья. Эденитовые роговые обманки широко распространены в областях метаморфизма пониженных давлений, например в южной части Северо-Западного района, а также в зонах диафторического переработки пород гранулитовой фации, где они нередко ассоциируют с куммингтонитом.

Вследствие широкого проявления процессов диафторического и "гранитного" метаморфизма, разной степени сохранности реликтовых парагенезисов предложенные в литературе диаграммы и дискриминантные функции не дают удовлетворительных результатов при определении фациальной принадлежности роговых обманок по их составу. Надежнее оказались диаграммы фазового соответствия (Перчук, Рябчиков, 1976), особенно для пар биотит-роговая обманка.

Температуры, определенные по этим диаграммам, как правило, согласуются с петрографическими наблюдениями и позволяют установить определенную последовательность формирования биотит-роговообманковых ассоциаций.

С.П.Кориковский (1968) показал, что в отношении общей железистости роговой обманки и биотита из основных пород амфиболитовой фации при $f = 40$ существует экстремум. Этот вывод в целом справедлив для амфиболсодержащих пород любого состава и фациальной принадлежности. На диаграмме (рис.6) обособляются поля низкожелезистых минералов из пород гранулитовой фации, куда частично попадают пары из гранодиоритовидных пород, и более высокожелезистых - из пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В поле амфиболитовой фации частично попадают пары метабазитов из Ядловско-Трактемировской магнитной аномалии (Ингуло-Ингулецкий район), которые отличаются от пород гранулитовой фации Среднего Побужья и Приазовья меньшей глубиной формирования. Обращает на себя внимание узкий интервал составов роговой обманки и биотита из пород амфиболитовой фации, большая часть которых представляет собой диафориты по породам гранулитовой фации.

В переходных зонах от гранулитовой к амфиболитовой фации широко развит куммингтонит. При этом в переходных зонах, входящих в состав прогрессивной зональности, эденит-куммингтонитовые породы переслаиваются с гиперстенсодержащими кристаллосланцами. Роговые обманки отличаются пониженным содержанием CaO - 9-10% (Щербаков, 1975), т.е. количество CaO в данном случае сопоставляется с понижением давления. Железистость амфиболов в таких парагенезисах 35-50, причем железистость роговой обманки всегда выше на 5-9 в переходных зонах с наложением регрессивной амфиболитовой фации на гранулитовую. Повсеместно наблюдается замещение гиперстена куммингтонитом, а последнего - сначала грязно-зеленой, а затем и голубовато-зеленой роговой обманкой. Крайне редко, причем лишь в породах прогрессивной зональности и повышенной железистости, встречаются амфиболы в парагенезисе с гранатом.

Биотит. Результаты исследования фациальных особенностей биотита изложены во многих работах (Фации метаморфизма, 1970; Ушакова, 1971, 1980; Великославинский, 1972; Гранулитовая фация..., 1972, Термо- и барометрия..., 1977 и др.). Специально рассмотрены также биотиты Украинского щита (Усенко, Щербаков, Заяц, 1972). Применение биотита в качестве метаморфического индекса-минерала

осложнено тем, что он нередко выступает как единственный ферричешуйчатый минерал в породе.

Сложились достаточно определенные представления о связи состава биотита с P-T-условиями формирования вмещающих пород, которые сводятся к следующему: с возрастанием температуры в биотитах увеличивается содержание титана, уменьшаются количество алюминия и железистость. Последняя весьма существенно зависит также от кремнекислотности породы и химического потенциала кислорода. На основе этих составляющих предложены многочисленные диаграммы определения фациальной принадлежности биотита. В нас-

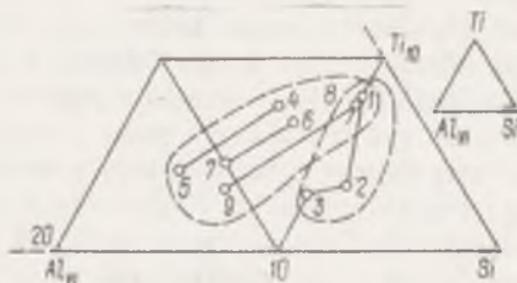


Рис.7. Средний состав биотита метаморфических пород:

1 - 3 - метабазитов фаций: 1 - гранулитовой, 2 - амфиболитовой, 3 - эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой; 4-5 - высокоглиноземистых метапелитов фаций: 4 - гранулитовой; 5 - амфиболитовой и более низких, 6-7 - умеренно глиноземистых метапелитов фаций; 6 - гранулитовой; 7 - амфиболитовой и более низких; 8-9 - нормально глиноземистых метапелитов фаций: 8 - гранулитовой, 9 - амфиболитовой

стоящей работе применялась диаграмма рис.7, позволяющая разделить биотиты гранулитовой и амфиболитовой фаций. По этой диаграмме удастся почти однозначно расчленить биотиты апопелитовых и апобазитовых гранитов даже в том случае, если они не содержат никаких симптоматических минералов. Неплохие результаты дает использование дискриминантных функций Е.Н.Ушаковой (1971). Широко применялись также биотит-гранатовый и биотит-роговообманковый геотермометры (Перчук, Рябчиков, 1976). Полученные по ним значения тем-

ператур не всегда отвечали выделенным на карте метаморфическим фациям, но в каждом конкретном случае оговаривалось при геологической интерпретации.

Мусковит. Это один из основных породообразующих минералов метапелитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В низкотемпературной части зеленосланцевой фации он выступает в виде мелкочешуйчатого серицита в парагенезисе с хлоритом, что позволяет выделить хлорит-серицитовую субфацию или хлоритовую зону метаморфизма. Высокотемпературная часть зеленосланцевой фации представлена биотит-хлоритовой или альбит-эпидот-биотитовой субфацией (биотитовая зона), в которой серицит находится в парагенезисе с биотитом, хлоритом, хлоритоидом и иногда со стильпномеданом. Такие серицитсодержащие ассоциации зеленосланцевой фации обычны для метапелитов и бедных CaO пород Криворожско-Кременчугской, Верховцевско-Чертомлыкской и Конкско-Белозерской структурно-фациальных зон Украинского щита. В породах обручской серии серицит встречается в парагенезисе с пиррофиллитом. Весьма характерно, что серицитсодержащие парагенезисы хлорит-серицитовой и биотит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации, часто наблюдаются совместно и в большинстве случаев выделить раздельно их зоны невозможно.

В эпидот-амфиболитовой фации наиболее представительны мусковитсодержащие ставролитовые зоны метаморфизма, в которых мусковит наблюдается совместно со ставролитом, гранатом и андалузитом (силлиманитом). В зависимости от вхождения в мусковитовые парагенезисы андалузита или силлиманита выделяются биотит-ставролит-андалузитовая и силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовая субфации, при этом первая преобладает, а вторая встречается спорадически. Мусковитовые парагенезисы ставролитовой зоны широко развиты в криворожской и тетереvской сериях, а также в осипенковской свите на Приазовье.

По составу мусковита из парагенезисов ставролитовой зоны нельзя судить об его эволюции в процессе прогрессивного метаморфизма пелитовых осадков от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций. Однако сравнение параметров состава мусковитов из наблюдаемых парагенезисов (табл. I) указывает на некоторое отличие в условиях их образования даже в эпидот-амфиболитовой фации. В особенности это заметно в Криворожско-Кременчугской зоне, где установлен переход от зеленосланцевой фации с парагенезисом

Т а б л и ц а I. Параметры состава мусковита

Номер образца	Район развятия	Парагенезис	Состав мусковита, %					
			Na ₂ O	K ₂ O	f	Ферро- фаль- ность,	Пара- гонит	Фенгит
5901	Криворожье	Ст ₇₄ +Би ₄₁ +Му+Анд+Кв	0,68	7,90	46	5	12	12
187	Криворожье	Ст+Би+Му+Анд+Кв	0,82	9,24	44	3	12	8
608/II	Криворожье	Гр ₈₉ +Ст ₈₂ +Би ₅₇ +Му+Анд+Кв	0,54	9,80	54	4	8	9
9254/599	Криворожье	Гр ₈₃ +Би ₅₈ +Му+Пл+Ст+Кв	0,63	9,58	42	5	10	13
455	Приазовье, Гуляй Поле	Би ₄₅ +Му+Кв	0,68	9,39	35	2	10	8
456/495	Приазовье, Гуляй Поле	Би ₄₃ +Му+Кв	0,96	8,64	38	3	13	9
14/64	Приазовье, Сорокинская зона	Му+Кв	0,50	10,50	59	5	7	11
45/69	Приазовье, Сорокинская зона	Гр ₈₇ +Ст ₇₈ +Би ₄₈ +Пл+Анд+Кв	1,40	8,38	41	21	21	7
ПА-14	Приазовье, с.Ряздвянка	Гр+Би ₄₆ +Му+Пл+Кв	0,73	7,72	47	5	13	12
15054/III	Орехово-Павлоградская зона	Би+Му+Сл+Кв	1,00	10,00	58	4	13	8
Б-2655	р.Тетерев, г.Чуднов.	Би ₅₅ +Му+Пл+Кв	0,35	9,80	65	8	6	12
Б-2660	р.Тетерев, с.Дубище	Би ₅₂ +Му+Пл+Кв	0,45	9,90	64	9	6	15

лл-лд-Му к эпидотамфиболоитовой фации с парагенезисами Ст-Би-Му-Анд и Гр-Ст-Би-Му-Анд и даже до ее высокотемпературной части, где ставролит почти полностью исчезает. Общей характерной чертой мусковитов эпидот-амфиболоитовой фации является низкая фенгитность, пониженное содержание парагонитовой составляющей, что свидетельствует о довольно высокотемпературных условиях их образования (см. табл. 1).

Образование мусковита возможно и в регрессивный этап как результат наложенного кислотного выщелачивания. В процессе кислотного выщелачивания новообразованный мусковит вытесняет биотит и гранат с образованием полных псевдоморфоз. Мусковитизация идет с нарастанием кислотности и снижением концентрации калия в растворах, благодаря чему проявляется фибролитизация как биотита, так и полевых шпатов.

Полиморфы глинозема. В алкмосиликатных породах Украинского щита полиморфы глинозема представлены главным образом силлиманитом и андалузитом. На наличие дистена в хлоритовых сланцах Криворожья указывает И.И.Танатар (1925), в кварц-биотит-мусковит-дистеновых сланцах Николаевского участка Правобережной группы магнитных аномалий - Н.И.Половко и др. (1956), в двуследяных сланцах Сорокинской зоны (Приазовье) - Т.Ф.Шелудько и Т.Н.Агафонова (1958). Однако достоверность дистена сомнительна, так как в первом случае он диагностируется лишь по продуктам разрушения, в остальных - не приведены его оптические константы.

Силлиманит по сравнению с андалузитом обычно характеризуется несколько большими содержаниями Fe_2O_3 и редких элементов. Отличия в составе силлиманита и андалузита, по мнению В.В.Хлестова и Е.Н.Ушаковой (1965), могут объяснить наряду с другими причинами одновременное существование в породе двух полиморфных модификаций Al_2SiO_5 .

По данным А.А.Маракушева (1968, 1973), андалузит при прогрессивном метаморфизме образуется при температуре 620 К и давления не более $3 \cdot 10^8$ Па, выше которого будет устойчив дистен.

Андалузитсодержащие ассоциации зеленосланцевой фации в Криворожье представлены андалузит-хлоритовыми, андалузит-хлорит-серицитовыми и андалузит-хлорит-хлоритоидными сланцами (Ищенко, 1957; Стрыгин, Довгань, 1961). При умеренных давлениях андалузит устойчив до верхней границы эпидот-амфиболоитовой фации. Парагенезисы андалузита в этой фации соответствуют биотит-ставролит-

мусковит-андалузитовой субфации, широко развитой в Гуляйпольской структуре Приазовья и Криворожско-Кременчугской и Конкско-Белозерской зонах. Особый интерес вызывает описанное И.С.Усенко и др. (1973) языкообразное вращение силлиманита в андалузит. По мнению С.П.Кориковского (1967), А.А.Маракушева (1973) и др., это явление можно рассматривать как замещение андалузита силлиманитом, возможное при возрастании параметров метаморфизма.

Силлиманит, появляясь в эпидот-амфиболитовой фации в ее верхней части, входит в состав силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации. Парагенезисы этой субфации наблюдаются в метапелитах Сорокинской зоны Приазовья.

Наиболее устойчив силлиманит в ассоциации с биотитом в амфиболитовой фации. В парагенезисе с биотитом и гранатом он определяет силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовую субфацию амфиболитовой фации, широко развитую в Приднестровье, на Побужье и в Приазовье.

С возрастанием степени метаморфизма вместо парагенезиса биотит-силлиманит амфиболитовой фации развивается силлиманит-кордиеритовая ассоциация, представляющая уже гранулитовую фацию. Силлиманитсодержащие парагенезисы этой фации известны в Приазовье, Побужье, Приднестровье и Орехово-Павлоградской зоне.

Смена парагенезисов полиморфов Al_2SiO_5 свидетельствует о прогрессивной направленности метаморфического преобразования алюмосиликатных пород, в ходе которого ассоциация андалузита со ставролитом, биотитом и мусковитом замещается ассоциацией силлиманита с биотитом и гранатом и далее - силлиманита с кордиеритом, гранатом и калиевым полевым шпатом.

Наряду с развитием полиморфов Al_2SiO_5 в ходе прогрессивного метаморфизма алюмосиликатных пород распространены также вторичные - андалузит и силлиманит. Их появление связано с регрессивным этапом метаморфизма. Вторичный андалузит образует мелкие изометрично-таблитчатые зерна, всегда ассоциирующие или с вторичным биотитом, или со шпинелью и магнетитом, или со всеми перечисленными минералами. Гломеробластовые скопления этих минералов обычно образуются на месте граната или кордиерита. Появление их, вероятно, связано с понижением термодинамических параметров метаморфизма.

Вторичный силлиманит - тонкоягодчатый или волокнистый фибролит - развивается по биотиту и полевым шпатам в процессе кислотного выщелачивания (Кориковский, 1967).

Отметим, что процессы вторичного андалузитобразования и фибролитизации по масштабам проявления не равнозначны. Если образование андалузит-биотитовых гломеробластов чаще всего носит локальное проявление и лишь в некоторых местах (Голованевский блок, Побужье) развито шире, то фибролитизация довольно часто полностью видоизменяет первичную породу вплоть до образования вторичных силлиманитовых кварцитов или сланцев.

Ставролит. В ассоциации с кварцем ставролит является кри- тическим минералом эпидот-амфиболитовой фации (Фации метаморфизма, 1970), однако некоторые исследователи относят эту ассоциацию к низкотемпературной части амфиболитовой фации (Глебовицкий, 1973). При составлении карты фаций метаморфизма Украинского щита фациальная принадлежность ставролитсодержащих парагенезисов с кварцем определена как типичная ассоциация эпидот-амфиболитовой фации..

Особенности состава ставролита в различных парагенезисах метapelитов Украинского щита изучены недостаточно. Многочисленные анализы не позволяют рассмотреть изменение параметров его состава во всех парагенезисах. Железистость ставролита иногда определена по показателям преломления (Фелькин, 1975), что, как известно, не дает достаточно точного значения этого параметра состава.

Общая железистость ставролита (табл.2) составляет 70-87. Общая железистость граната, ассоциирующего со ставролитом - 80-88, биотита - 48,9-65,5. Температура, определенная по биотит-гранатовому термометру Д.Л.Перчука (1970), составляет 735-896 К.

На диаграмме корреляции железистости Гр-Би (рис.8) (Фелькин, 1975) парагенезисы Криворожско-Кременчугской зоны располагаются на (или вблизи) кривой корреляции низкотемпературных ставролитовых сланцев с хлоритом, мусковитом и диасеном; Белоцерковского района - на кривой для относительно высокотемпературных ставролитовых пород с силлиманитом, кордиеритом, жемчужитом и др., а Кирпотинского участка Конкско-Белозерской зоны - между этими кривыми. Фигуративные точки $f_{Гр} - f_{Би}$ Сорокинской разломной зоны тяготеют к линии низкотемпературных парагенезисов, хотя одна из них находится даже высокотемпературной кривой. В этом образце железистость минералов определялась по оптическим данным и неточность определения f граната вполне вероятна.

На диаграмме $f_{Гр} - f_{Ст}$ картина аналогична (рис. 9), что свидетельствует о парагенетических соотношениях Гр-Ст-Би. Темпера-

тура, определенная по гранат-ставролитовому геотермометру Перчука (1970), составляет 420–895 К.

В кордиеритсодержащих парагенезисах Сорокинской разломной зоны ставролит, заключенный в кордиерите или на стыке кордиерита и биотита, имеет правильные кристалломорфические ограничения – столбики, прямоугольники, крестовидные срастания: размеры их уступают размерам остальных породообразующих минералов, что свидетельствует о более позднем образовании ставролита.

Как видно из табл. 2, температуры равновесий Би-Гр и Гр-Ст в различных районах различны. Самые высокие показания термометров (895–910 К) для метapelитов Белоцерковского района. Эти значения превышают верхний предел устойчивости ставролита с мусковитом и кварцем, по С.П.Кориковскому (1979), соответствующий 850 К при умеренных ($P = 5-5,5 \cdot 10^8$ Па) давлениях, но укладываются в верхний предел устойчивости ставролита в породах, насыщенных K_2O (Фелькин, 1975). Важно подчеркнуть, что толща ставролитсодержащих метapelитов в Белоцерковском районе залегает среди амфиболитов и амфиболовых гнейсов, метаморфизованных в назкой амфиболитовой фации. Реликты ставролита в гранате наблюдались в одном из шлифов метapelитов Криворожско-Кременчугской зоны (Березневатский участок), метаморфизованных также в амфиболитовой фации. Следовательно, можно допустить, что в безмусковитовых парагенезисах ставролит может сохраняться в виде бронированных реликтов в условиях низкой субфации амфиболитовой фации.

Близки по условиям образования ставролит-кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы Кирпотинского участка. Температуры равновесий Гр-Ст, Би-Ко, Гр-Би порядка 890–900 К при давлении $4,2 \cdot 10^8$ Па, что соответствует последним ставролитам.

Температуры равновесий ставролита в мусковитсодержащих метapelитах Криворожско-Кременчугской зоны по биотит-гранатовому геотермометру составляют 796–870 К и тоже близки к верхнему пределу устойчивости ставролита.

В Сорокинской зоне температуры устойчивости ставролита с гранатом (гранат-ставролитовый геотермометр) составляют 720–760 К.

Наименее информативны парагенезисы Гулийпольской структуры. Отсутствие в парагенезисах со ставролитом граната или кордиерита не дает возможности определить температуры образования ставролита.

Т а б л и ц а 2. Парагенезис ставролитсо

Номер образца	Район развития
2614	Белоцерковская магнитная аномалия
5901/4	Криворожско-Кременчугская зона, участок им. XX партсъезда
5903/908	Криворожско-Кременчугская зона, участок им. XX партсъезда
11508/156	Криворожско-Кременчугская зона, Родионовский участок
11508/141.	Криворожско-Кременчугская зона, Родионовский участок
608/11	Криворожско-Кременчугская зона, Анновский карьер
18/5	Конкско-Верховцевская зона, Кирпотинский участок
45/69	Сорокинская зона разломов
581	" " "
222/68	" " "
14/3	" " "
608	" " "
2291	" " "
454/655	Гуляйпольская структура
454/638 ^б	" " "
454/688	" " "

* Здесь и далее приведены температуры по геотермометрам Л.Л.Пер-

чих Коллекция И.Б.Щербакова.

державних металлов Украинского щита

Парагенезис	Фа- ция	Данные геотер- мометрии Т, К [°]	Автор, источник ^{жж}
Ст ₈₇ +Гр _{88,2} +Би _{65,5} +Ко+Си+Анд+Кв	3	910 Гр-Би 895 Гр-Ст	И.Б.Щербаков
Ст _{74,3} +Би _{41,3} +Анд+Му+Кв+Гф	2		Белевцев (1975)
Ст ₇₈ +Гр ₈₇ +Би ₅₅ +Му+Кв	2	870 Гр-Би	Белевцев (1975)
Ст ₇₅₋₈₀ +Гр ₈₇ +Би ₅₀ +Анд+Му+Кв	2	810 Гр-Би	Белевцев (1975)
Ст ₇₅₋₈₀ +Гр _{87,6} +Би _{49,4} +Анд+Му+Кв	2	810 Гр-Би	Белевцев (1975)
Ст _{82,2} +Гр _{88,6} +Би _{57,2} +Анд+Му+Кв+Гф	2	820 Гр-Би 795 Гр-Ст	Белевцев (1975)
Ст _{70,6} +Гр ₈₀ +Ко _{30,2} +Би _{43,9} +Си+Пл+Кв	3	900 Гр-Би 890 Гр-Ст 900 Би-Ко	Берзенин и др. (1978)
Ст _{77,5} +Гр ₈₇ +Би _{47,5} +Анд+Му+Пл+Кв	2	795 Гр-Би 720 Гр-Ст	Усенко и др. (1973)
Ст _{75,3} +Би ₅₀ +Анд+Му+Пл+Кв	2		Усенко и др. (1973)
Ст ₈₀ +Гр ₈₉ +Би ₅₃ +Анд+Му+Пл+Кв	2	870 Гр-Би 760 Гр-Ст	Усенко и др. (1973)
Ст+Гр ₈₂ +Би ₄₈ +Анд+Му+Пл+Кв	2		Усенко и др. (1973)
Ст _{75,5} +Гр ₈₇ +Би ₅₂ +Пл+Кв+Си	2	820 Гр-Би	Усенко и др. (1973)
Ст+Гр+Ко+Би+Анд+Пл+Кв	2	755 Гр-Ст	
Ст _{77,7} +Би _{50,5} +Анд+Му+Пл+Кв	2		Г.Л.Кравченко
Ст _{83,0} +Би _{46,3} +Му+Анд+Кв	2		Р.Я.Белевцев
Ст _{78,8} +Би _{47,75} +Му+Анд+Кв	2		Р.Я.Белевцев

чука (Щерчук, Рябчиков, 1976).

Т а б л и ц а 3. Железистость кордлерита в разных парагенезисах

Номер образца	Район развития	Парагенезис
С-10/1	с.Болган, Приднестровье	Гр _{69,6} +Ко _{30,4} +Би+Си+Кш+Кв
172/15	г.Могилев-Подольский, Приднестровье	Гр _{80,6} +Би _{59,4} +Ко _{40,9} +Кш+Кв
222	с.Саинка, Приднестровье	Гр _{73,2} +Би _{32,2} +Ко _{22,6} +Пр ₄₁ +Пл+Кш+Кв
199	с.Скалополь, Приднестровье	Гр _{68,6} +Би+Ко _{22,4} +Пл+Кш+Шп
Б-15	с.Катжаны, Приднестровье	Гр _{65,1} +Би+Ко ₂₄ +Кш+Кв
136/1	с.Шестаковка, Приднестровье	Гр _{62,7} +Ко+Би _{31,6} +Пр _{42,1} +Кш+Кв
75/16	Побужье	Гр ₆₈ +Би _{38,5} +Ко _{23,3} +Кш+Кв
830/7500	"	Гр _{73,1} +Би ₄₃ +Ко _{30,6} +Кш+Кв
7178	"	Би ₃₇ +Ко ₂₅ +Пр ₄₅ +Пл+Кш+Кв
2310	р.Горный Тикич, Побужье	Гр _{78,4} +Би _{46,5} +Ко _{32,3} +Кш+Кв
2323	с.Лозоватка, р.Черный Ташлык	Гр _{80,25} +Би+Ко _{37,3} +Пл+Кш+Кв
2	с.Соломирка, Побужье	Гр ₆₇ +Би ₃₄ +Ко ₂₆ +Пл+Кш+Кв+Анд+Си+Му
2096	с.Жежелев, Побужье	Гр ₈₁ +Би ₅₁ +Ко ₃₉ +Пл+Кв
9/56	с.Жежелев, Побужье	Гр ₈₃ +Би ₅₀ +Ко ₃₆ +Си+Пл+Кш+Кв
7520	Побужье	Би+Пр _{42,4} +Ко ₃₀ +Пл+Кш+Кв
207/1	р.Верблюжка	Гр _{65,3} +Би _{37,1} +Ко ₂₈ +Пл ₂₉ +Кш+Кв
01	с.Софиевка, р.Иягул	Гр _{77,5} +Би ₅₆ +Ко ₃₇ +Пл+Кш+Кв
18/5	Кирпотинский участок, Конкский район	Гр+Би _{48,9} +Ко _{30,2} +Гр+Ст _{70,6} +Си+Пл+Кв
11565/131	Березневатский участок, Конкский район	Гр _{78,8} +Би _{48,9} +Ко _{31,5} +Си+Кш+Кв (+Ст)
12047/235	с.Новый Старыйдуб, Конкский район	Гр _{80,5} +Би _{53,5} +Ко ₃₁ +Пл+Кш+Кв
327	Приазовье	Гр _{81,4} +Би _{55,9} +Ко _{42,5} +Си+Пш+Пл+Кв

по данным химических анализов и оптических определений

Данные геотермометрии Т, К	Автор, источник
990 Гр-Ко	В.М.Венидиктов
940 Гр-Ко, 950 Гр-Би	В.М.Венидиктов
985 Гр-Ко, 960 Гр-Би	Соболев (1964)
940 Гр-Ко	В.М.Венидиктов
975 Гр-Ко	Сидоренко (1960)
945 Гр-Би	Венидиктов (1968)
945 Гр-Ко, 940 Гр-Би	Е.Н.Голуб
950 Гр-Ко, 930 Гр-Би	Е.Н.Голуб
	Сироштан и др. (1977)
910 Гр-Ко, 895 Гр-Би	Сироштан и др. (1977)
910 Гр-Ко, 890 Гр-Би	Сироштан и др. (1977)
980 Гр-Ко, 930 Гр-Би	Доброхотов (1968)
930 Гр-Ко, 610 Гр-Би	Усенко и др. (1980)
930 Гр-Ко, 880 Гр-Би	Сироштан и др. (1977)
	Сироштан и др. (1977)
990 Гр-Ко, 960 Гр-Би	Белевцев (1975)
960 Гр-Ко, 960 Гр-Би	Т.П.Хомяк
	Берзенин и др. (1978)
910 Гр-Ко, 910 Гр-Би	Белевцев (1975)
885 Гр-Ко, 915 Гр-Би	Усенко и др. (1980)
945 Гр-Ко, 930 Гр-Би	Сироштан и др. (1974)

Номер образца	Район развития	Парагенезис
K-4/67	Приазовье	Гр _{78,9} ⁺ Би _{78,9} ⁺ Кс ₃₆ ⁺ Си+Шш+Пл+Кв
402/61	"	Гр _{71,4} ⁺ Би ₄₇ ⁺ Кс _{27,5} ⁺ Шш+Пл+Кв
87/62	"	Гр _{72,1} ⁺ Би+Кс _{33,3} ⁺ Пл+Кш+Кл+Мт

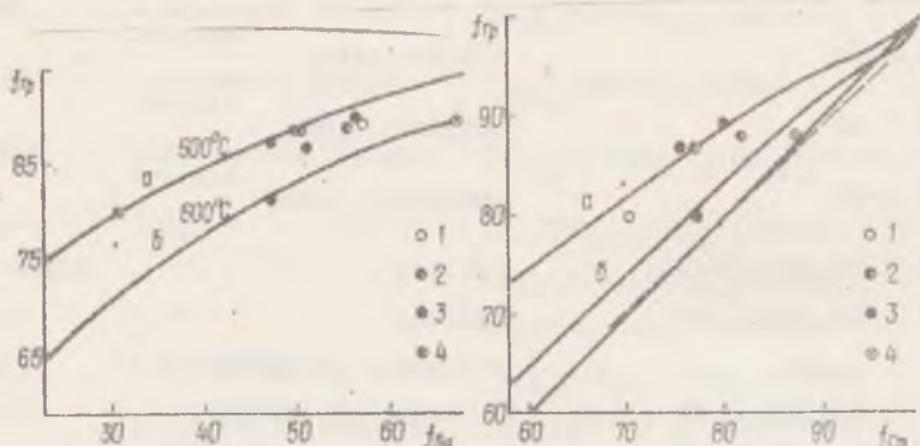


Рис. 8. Корреляция железистости граната и биотита из ставролитсодержащих метапелитов

1 - Сорокинская разломная зона; 2 - Криворожско-Кременчугская зона; 3 - Кирпотинский участок Конкско-Белозерской зоны; 4 - Белоцерковский район

Рис. 9. Корреляция железистости граната и ставролита из метапелитов. Условные обозначения те же, что и на рис. 8

Кордиерит. Ранее кордиерит считался типоморфным минералом гранулитовой и амфиболитовой фаций (Фации метаморфизма, 1970). Позже было показано, что и в фации эпидотовых амфиболитов (Ставролитовой, по С.П.Кориковскому) кордиерит является парагенетическим минералом (Лепезин, 1972; Кориковский, 1967 и др.).

Железистость кордиерита в метапелитах Украинского щита по данным химанализов не опускается ниже 22,2 и не поднимается выше 42,5 (табл. 3). Она не зависит от наличия в породе силлиманита и меняется сопряженно с железистостью граната, биотита и ортопироксена.

Взаимоотношения кордиерита с биотитом, силлиманитом, гранатом и полевыми шпатами весьма определенно свидетельствуют об образовании его за счет биотита и силлиманита или силлиманита и

Данные геотермометрии (Т,К)	Автор, источник
925 Гр-Ко, 920 Гр-Би	Сирештан и др. (1974)
940 Гр-Ко, 960 Гр-Би	Сирештан и др. (1974)
970 Гр-Ко	Сирештан и др. (1974)

граната (Кориковский, 1967, 1979) в ходе прогрессивного метаморфизма в связи с возрастанием температуры.

Так, очевидно, образовались кордиеритсодержащие породы Побужья, Орехово-Навлоградской полосы и Приазовья, в которых кордиерит часто содержит остаточный длиннопризматический силлиманит. В кордиеритах из гиперстенсодержащих метapelитов таких реликтов не наблюдается, что позволяет допускать образование кордиерита еще в стадии эпидот-амфиболитовой фации, где он появляется в ассоциации с биотитом, хлоритом и гранатом.

Хлориты. Чаще всего хлориты ассоциируют с биотитом и гранатом, нередко с мусковитом в породах зеленосланцевой фации. В высокоглиноземистых и железистых породах он сосуществует с хлоритоидом, а в низкоглиноземистых - с куммингтонитом и гранатом. Выделяются две основные оптические разновидности хлоритов - отрицательный и положительный. Первый (оптически отрицательный) - высокоглиноземистый, $n_g = 1,640-1,660$. Светлоокрашенный относится к афросидериту, а ярко-голубовато-зеленый - к турингиту. Распространены они среди хлоритоид- и гранатсодержащих пород. Вторая разновидность хлорита (оптически положительный) относится к среднежелезистому рипидолиту. Чаще всего такой хлорит наблюдается в кварц-мусковит-хлоритовых и кварц-хлорит-альбитовых сланцах. Глиноземистость хлоритов составляет 33-42. Наиболее глиноземистые хлориты (40-42) ассоциируют с хлоритоидом и мусковитом, а наименее глиноземистые (33-36) - с куммингтонитом и гранатом.

Характеристика регионального метаморфизма пород приводится по отдельным районам, охватывающим наиболее значительные структурные подразделения Украинского щита. Учитывая, что выявленные закономерности размещения фаций метаморфизма в районах основываются на неодинаковой петрологической информации, освещение особенностей их метаморфизма не везде приводится по единой схеме. Там, где фактического материала было достаточно, характеристика регионального метаморфизма (Приазовский район) пород приводится по отдельным крупным плекативным структурам или по структурным ярусам (Среднеприднепровский район). В других же случаях, где материала было меньше, особенности метаморфизма схарактеризованы по отдельным подрайонам, которые не всегда четко увязаны со структурами Украинского щита.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ РАЙОН

Основные черты геологического строения

Северо-Западный район граничит с Росинско-Тикичским и Днестровско-Бугским районами. Его восточной границей является Брусилловский разлом, северной - Припятская западина, южной - Андрушевский разлом. На западе породы кристаллического основания постепенно погружаются под рифейские и палеозойские отложения.

Особенность геологического строения Северо-Западного района, отличающая его от других районов западной и центральной частей Украинского щита, - большое разнообразие стратиграфических подразделений (от архея до верхнего протерозоя включительно) и соответственно разнообразие кристаллических пород. Характерным образованием района является Коростенский плутон рапакиви и рапакивиоподобных гранитов, основных и щелочных пород, формирование которых связано с завершающими этапами раннего протерозоя. Рама плутона нивнепротерозойская. Она сложена метаморфическими поро-

дами тетереvской серии и гранитоидами Кировоградско-житомирского комплекса. Есть данные о наличии в пределах плутона ксенолитов пород архейского основания - кристаллосланцев, эндробитов и чаркоятов.

В крайней северо-западной части района развита относящаяся к нижнему протерозою клесовская свита и связанные с нею гранитоиды и интрузивные основные породы, выделявшиеся ранее в составе осницкого комплекса. К юго-западу от Коростенского плутона в верхней части тетереvской серии выделена новоград-волинская толща, в схеме УРМСК отождествленная с клесовской свитой.

Специфическими структурами района являются Белокоровичская, Овручская, Кировско-Вильчанская впадины. В разрезе Белокоровичской впадины выделены две свиты: белокоровичская, преимущественно песчаниковая, и озерянская, в основном сланцевая. В схеме УРМСК песчаники белокоровичской свиты сопоставлены с известными пугачевскими песчаниками из ксенолитов в породах Коростенского плутона и вместе со сланцами озерянской свиты объединены в пугачевскую серию, более древнюю, чем Коростенский плутон. Овручская и Кировско-Вильчанская впадины выполнены породами перекрывающей плутон овручской серия (в последней схеме УРМСК отнесена к верхнему протерозою), состоящей также из двух свит - збраньковской и толкачской. В первой преобладают эффузивы, во второй - кварциты и кварцитовидные песчаники.

В районе распространены проявления щелочных метасоматитов, особенно широко развитые в Суцано-Пержанской разломной зоне, где они датируются как верхнепротерозойские.

Метаморфическая зональность

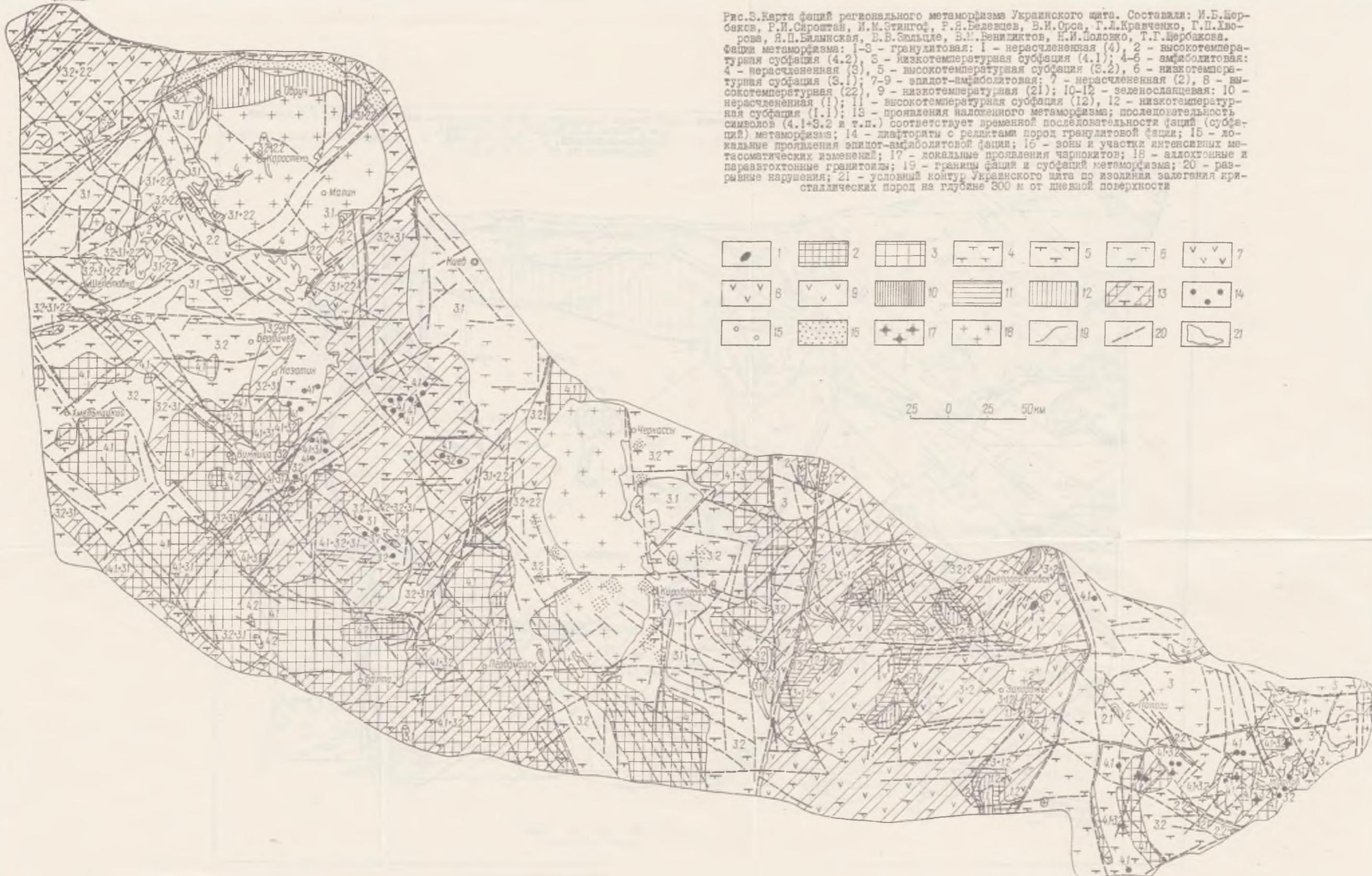
По особенностям геологического строения и метаморфизма район делится на четыре крупных подрайона - Житомирский, Новоград-Волинский, Коростенский и Осницкий* (рис. 10).

Житомирский подрайон

Житомирский подрайон расположен непосредственно к югу от Коростенского плутона ранакиля, ранакивиллоподобных гранитов, основных и щелочных пород. Здесь широко развиты породы нижнепротерозойской тетереvской серии. Наиболее полный разрез ее представлен в вос-

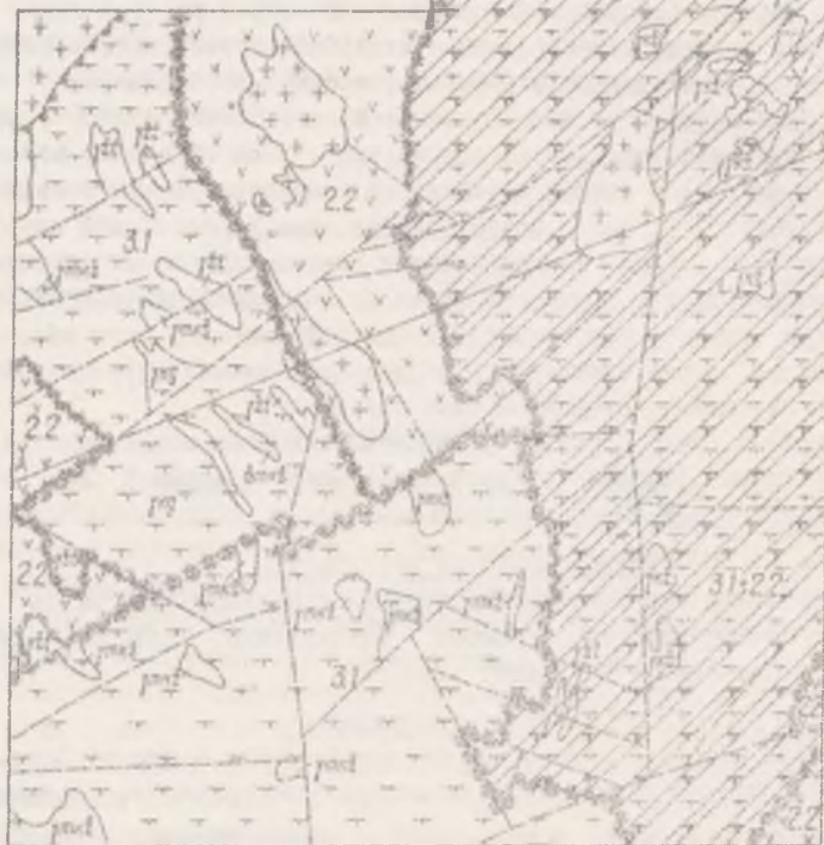
* Переходная область между Северо-Западным и Днестровско-Бугским районами, ограниченная Тетереvской и Центральной разломными зонами, описана в разделе "Днестровско-Бугский район".

Рис. 3. Карта фаций регионального метаморфизма Украинского щита. Составили: И.Б.Чербаков, Р.И.Сироштан, И.М.Зингоф, Р.Я.Белешев, В.И.Орса, Т.Л.Кравченко, Г.П.Кворова, Я.П.Балынская, В.В.Зельцке, В.М.Венидиктов, Н.И.Полошко, Т.Г.Черошкова.
 Фации метаморфизма: 1-3 - гранулитовая: 1 - нерасчлененная (4), 2 - высокотемпературная субфация (4.2), 3 - низкотемпературная субфация (4.1); 4-6 - амфиболитовая: 4 - нерасчлененная (8), 5 - высокотемпературная субфация (8.2), 6 - низкотемпературная субфация (8.1); 7-9 - эпидот-амфиболитовая: 7 - нерасчлененная (2), 8 - высокотемпературная (2.2), 9 - низкотемпературная (2.1); 10-12 - зеленосланцевая: 10 - нерасчлененная (1), 11 - высокотемпературная субфация (1.2), 12 - низкотемпературная субфация (1.1); 13 - проявления наложенного метаморфизма; последовательность символов (4.1+8.2 и т.п.) соответствует временной последовательности фаций (субфаций) метаморфизма; 14 - диатриты с реликтами пород гранулитовой фации; 15 - локальные проявления эпидот-амфиболитовой фации; 16 - зоны и участки интенсивных метасоматических изменений; 17 - локальные проявления чарнокитов; 18 - аллохтонные и паравтохтонные гранитоиды; 19 - границы фаций и субфаций метаморфизма; 20 - разрывные нарушения; 21 - условный контур Украинского щита по изолинии залегания кристаллических пород на глубине 300 м от дневной поверхности



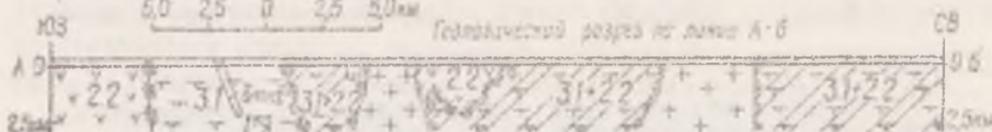
25 0 25 50 км

-  1
-  2
-  3



5.0 2.5 0 2.5 5.0 км

Географический паспорт по плану А-6



точной части подрайона – в субмеридиональной Кочеровской зоне, где была выбрана опорная площадь для изучения пространственно-временных закономерностей метаморфизма (рис. II). В Кочеровской зоне развиты породы виленской, кочеровской и городской свит. В виленской свите преобладают биотитовые, силлиманит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Кочеровская свита делится на три пачки: нижняя – преимущественно амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы; средняя – в основном мраморы и кальцифиры; верхняя – главным образом амфиболовые и амфибол-клинопироксеновые сланцы, амфиболиты с прослоями графитовых и биотитовых гнейсов. В крайних частях зоны в разрезе свиты широко распространены биотитовые, силлиманит-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, в меньшей мере – амфибол-пироксеновые сланцы, кальцифиры и мраморы.

Городская свита характеризуется развитием биотитовых, биотит-мусковитовых, биотит-силлиманитовых гнейсов с прослоями графитовых, гранатовых, реже кордиеритовых гнейсов и сланцев.

Породы виленской и кочеровской свит метаморфизованы в низкотемпературной амфиболитовой субфации. Для метавелитов виленской свиты характерны парагенезисы $Bi+Pl+Kv$, $Bi+Gr+Pl+Kv$, $Bi+Si+Pl+Kv$, $Bi+Si+Gf+Pl+Kv$, $Bi+Gr+Gf+Pl+Kv$, $Bi+Si+Ko+Pl+Kv$, $Bi+Si+Mi+Pl+Kv$, $Bi+Pl$, $Bi+Gr+Si+Ko+Pl+Kv$. Отсутствие парагенезисов с гранатом, кордиеритом и калиевым полевым шпатом, с одной стороны, и первичного парагенезиса мусковита с кварцем – с другой, ограничивает условия формирования этих пород амфиболитовой фацией. По содержанию миналов в гранатах (альмандинового 79,4–80; пироксового 6,3–10,1; спессартинового 4,8–10,8; трессулярового 3,2–4,9% – данные Н.И. Слынько) метавелиты виленской свиты относятся к низкотемпературной части амфиболитовой фации. Определенные для них температура и давление укладываются в интервалы 390–430 К и 3,0–5,0 $\cdot 10^8$ Па (табл. 4, 5).

В основных породах кочеровской свиты наблюдаются парагенезисы $Di+Pl+Kv$, $Di+Am+Kv$, $Di+Am+Pl$, $Am+Bi+Pl+Kv$, $Am+Bi+Pl+Kfs+Kv$, $Bi+Am+Pl$, $Bi+Ak+Pl$, $Bi+Am+Gr+Pl+Kv$, в карбонатных породах – $Ca+Ka+Pl+Kv$, $Am+Ka+Pl+Kv$, $Ka+Do$, $Di+Bi+Pl+Kfs+Kv$. Характерно отсутствие

Рис. II. Карта метаморфических фаций западной части Кочеровской зоны (составила В.В. Скидцле, Ю.К. Шийяр, Р.Н. Довгань):

1 – границы фаций и субфаций и поля распространения свит татарской серии: а – городской, б – кочеровской, в – виленской; 2 – линия геологического разреза; 3 – граниты (г), магматиты состава диоритов (d^m) и гранитов (g^m); 4 – Кировоградско-житомирский комплекс; 4_г – кировоградские; 4_ж – житомирские. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 3

Т а б л и ц а 4. Минеральные парагенезисы метаморфических и ультраметаморфических пород Северо-Западного района

Номер образца	Тип породы	Местоположение	Парагенезис	Данные геотермометрии Т, К	Автор, источник
Амфиболитовая фашия					
Осницкий подрайон					
I/1	Гранодиорит	г. Дубровица	Ро ₄₁ +Би ₄₄ +Кш+Пл+Кв	920Би-Ро	М.И. Хворов
I/2	Габбро	с. Мочулище	Ро ₄₅ +Би ₄₆ +Пл	950Би-Ро	М.И. Хворов
I/12	Габбро	с. Каменное	Гр ₃₆ +Ди ₂₉ +Ро+Пл	970Гр-Ди	Породообразующие пироксены... (1980)
I/13	Кристаллосланец	с. Майдан	Ро ₅₅ +Би ₅₁ +Пл+Кш+Кв	915Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
I/23	Лептит	пгт Клесов	Гр ₈₁ +Ро+Би ₅₂ +Пл+Кш+Кв+Эп	930Би-Гр	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
I/29	Порфирит	пгт Томашгород	Ро ₄₇ +Би ₄₆ +Пл+Ка	910Би-Ро	Усенко, Шербаков, Залц (1972)
I/32	Гранодиорит	пгт Рокитное	Ро ₄₄ +Би ₅₂ +Пл+Кш+Кв+Сф+Эп	970Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
I/39	Диорит кварцевый	с. Вира	Ро ₅₆ +Би ₅₆ +Пл+Кв+Сф+Эп	940Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
I/44	Диорит	с. Ленчин	Ро ₅₀ +Би ₅₀ +Пл+Кв+Эп+Сф	920Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
I/46	Мигматит	с. Ленчин	Ро ₄₃ +Би ₅₀ +Пл+Кш+Кв+Эп	940Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
I/47	Плагиомигматит	с. Ленчин	Ро ₄₆ +Би ₃₇ +Пл+Кв+Жу+Эп	940Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
I/51	Плагиогнейс	с. Белашовка	Ро ₂₇ +Би ₃₉ +Пл+Кш+Кв+Эп+Се+Ка	940Ро-Би	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
Коростенский подрайон					
I/63	Метадиабаз (диорит)	с. Бели	Ро ₅₅ +Би ₅₁ +Пл+Кш+Кв+Эп+Хл+Сф	960Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
Новоград-Вольнский подрайон					
I/86	Мигматит	с. Дедовичи	Гр+Кш+Си+Би	920Гр-Би	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
Житомирский подрайон					
4	Кальцифир	с. Великая Рача	Ди ₄₈ +Ам+Пл+Кв+Ка	880Ди-Ам 870Пл-Ам	В.В. Зальцле
5	Диоритовидная порода	с. Голостое	Ро ₅₄ +Би ₅₄ +Пл+Кв+Кш	910Ро-Би 870Ро-Пл	В.В. Зальцле
7	Сланец	с. Гута Заболоткая	Ам ₅₄ +Би ₅₀ +Пл	920Ам-Би	В.В. Зальцле
9	Гнейс	с. Шуров Лес	Ам ₅₅ +Би+Пл+Кв	890Пл-Ам	В.В. Зальцле
12	Кальцифир	с. Заболотье	Гр+Ам ₅₄ +Би+Пл+Ка	920Пл-Ам	В.В. Зальцле
14	Гнейс	с. Вилень	Гр+Би ₆₀ +Пл+Кв	935Гр-Би	П.И. Слынько
15	Гнейс	с. Вилень	Гр+Би ₅₃ +Пл+Кв	880Гр-Би	П.И. Слынько
Эпидот-амфиболитовая фашия					
Осницкий подрайон					
I/34	Диорит кварцевый (осницкий)	Между с. с. Остки и Боровино	Ро ₅₀ +Би ₄₉ +Пл+Кв+Эп	840Би-Ро	Хатунцева (1965)
I/40	Диорит вировский	с. Вира	Ро ₅₆ +Би ₄₇ +Пл+Кш+Кв+Эп	860Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
Коростенский подрайон					
I/62	Гранит	с. Бехи	Ро ₆₂ +Би ₅₀ +Пл+Кш+Кв+Эп	850Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
Житомирский подрайон					
I/126	Плагиогнейс	г. Житомир	Ро ₆₀ +Би ₅₉ +Пл+Кв	870Би-Ро	И.М. Этингоф Г.П. Хворова
10	Гнейс	с. Шуров Лес	Ам ₅₃ +Би+Пл+Кш+Кв	860Пл-Ам	В.В. Зальцле
11	Плагиомигматит	с. Шуров Лес	Ам ₆₃ +Би+Пл+Кв	870Пл-Ам	В.В. Зальцле

Т а б л и ц а 5. Химический состав породообразующих минералов и пород Северо-Западного района, %

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	п.п.п.	Сумма
1	Роговая обманка	43,42	0,94	10,39	7,06	13,14	0,332	9,24	11,00	1,11	1,03	0,10	2,48	100,39
	Биотит	37,52	2,13	15,43	5,67	14,97	0,223	11,03	0,79	0,18	8,35	0,31	3,00	99,89
	Порода	54,98	0,93	17,60	2,43	5,87	0,150	3,63	5,80	3,77	2,36	0,09	1,37	99,59
2	Роговая обманка	46,94	1,66	9,03	3,81	12,17	0,358	11,35	9,56	1,00	1,69	0,00	2,45	100,30
	Биотит	39,58	3,47	12,98	3,89	14,48	0,384	9,57	4,42	0,55	5,98	-	-	95,95
	Порода	57,72	1,28	15,52	3,54	4,59	0,121	2,62	5,37	3,33	3,18	0,02	1,38	99,72
3	Биотит	36,56	2,44	15,73	5,26	14,97	0,405	10,00	0,61	0,20	8,38	0,18	3,34	99,86
	Порода	53,56	2,34	14,40	3,90	7,80	0,182	3,14	6,12	3,20	2,40	0,02	1,32	100,05
4	Биотит	36,77	2,65	15,56	4,53	16,52	0,383	9,70	1,41	0,79	7,74	0,10	3,33	100,23
	Порода	59,27	0,94	17,97	2,90	3,43	0,099	1,84	4,15	4,27	3,56	0,02	0,90	99,97
5	Роговая обманка	42,85	1,73	10,02	6,82	13,67	0,576	8,93	10,43	1,15	1,59	0,00	2,13	100,25
	Биотит	38,37	4,34	14,10	3,94	16,87	0,241	9,00	1,35	0,57	7,90	0,10	2,61	99,98
	Порода	52,30	1,07	19,70	3,30	5,40	0,172	3,24	7,20	3,79	1,75	0,02	1,37	99,99
6	Роговая обманка	42,97	1,37	10,12	6,97	13,67	0,582	8,94	10,55	1,12	1,44	0,16	2,35	100,25
	Биотит	36,80	2,53	14,65	4,65	15,10	0,237	12,36	1,35	0,18	8,04	0,00	3,35	99,66
	Порода	73,81	0,20	13,71	1,05	0,82	0,20	0,26	0,97	2,99	5,07	0,02	0,57	99,53
7	Роговая обманка	44,60	1,34	8,84	5,98	11,64	0,585	11,34	11,14	1,02	0,89	0,10	2,15	99,63
	Биотит	35,66	2,22	15,68	7,15	13,50	0,376	11,48	1,22	0,24	7,26	0,30	4,00	99,81
	Порода	51,91	0,91	19,85	5,48	4,97	0,131	2,00	6,23	4,22	1,81	0,03	1,54	99,55
8	Биотит	36,74	1,79	17,80	4,01	13,50	0,155	13,37	0,26	0,26	7,80	0,34	3,58	99,61
	Порода	60,64	0,68	16,43	1,85	4,52	0,108	4,26	3,80	2,79	2,53	0,12	1,84	99,98
9	Роговая обманка	46,58	1,10	7,69	5,31	11,90	0,357	12,61	9,69	0,87	1,41	0,07	2,32	100,29
	Биотит	37,42	1,90	15,58	4,95	14,21	0,230	10,79	1,31	0,32	8,30	0,36	3,39	99,51
	Порода	53,99	0,92	17,06	2,52	5,67	0,118	4,00	5,23	3,32	3,75	0,01	1,61	99,67
10	Роговая обманка	44,50	1,40	9,05	6,44	10,92	0,484	10,51	11,75	0,98	0,92	0,34	2,35	99,96
	Биотит	36,38	2,25	18,27	5,27	13,86	0,196	10,21	0,61	0,24	8,54	0,38	3,45	99,58
	Порода	62,87	0,63	16,53	1,85	3,73	0,076	2,58	3,36	3,58	2,52	0,03	1,35	99,58
11	Биотит	43,32	1,36	15,09	1,78	11,99	0,226	11,88	2,66	0,71	7,05	0,14	3,44	99,64
	Порода	62,45	0,54	15,24	1,27	4,88	0,083	4,47	3,62	2,64	2,61	0,08	1,45	99,80
12	Биотит	38,04	1,67	17,79	4,30	15,63	0,207	9,98	0,52	0,20	7,94	0,34	3,39	99,77
	Порода	68,03	0,42	15,04	1,07	3,16	0,042	1,88	2,80	3,60	2,49	0,05	0,95	99,62
13	Биотит	35,82	2,26	14,95	8,09	14,92	0,523	9,38	0,92	0,28	8,10	0,28	3,62	99,54
	Порода	70,77	0,41	14,68	1,48	1,52	0,046	0,62	1,31	3,38	4,46	0,13	0,62	99,55
14	Роговая обманка	42,08	4,63	7,51	5,84	14,74	0,385	9,63	10,87	1,00	0,84	0,00	2,08	99,99
	Биотит	37,07	2,98	13,90	5,68	15,00	0,319	10,90	0,93	0,28	8,00	0,56	3,70	100,04
	Порода	55,81	1,45	16,29	5,20	3,70	0,123	3,28	5,54	3,67	2,55	0,13	1,06	99,56
15	Биотит	32,73	2,39	18,98	7,44	14,78	0,181	10,63	0,25	0,19	8,25	0,32	3,93	99,81
	Порода	65,00	0,63	14,78	1,95	4,43	0,047	2,56	2,56	2,90	2,62	0,22	1,85	99,62
16	Биотит	37,70	1,83	16,72	3,91	19,18	0,440	7,72	1,04	0,22	7,34	0,18	3,54	100,00
	Порода	66,67	0,49	15,29	0,76	3,44	0,087	1,00	2,80	3,32	3,48	0,02	1,31	99,59
17	Биотит	36,82	2,05	17,10	8,60	11,90	0,254	10,22	0,26	0,20	8,71	0,38	3,10	99,56
	Порода	63,93	0,71	15,26	2,48	3,80	0,070	2,22	3,13	3,30	2,79	0,04	1,25	99,69

Окончание табл. 5

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	п.п.п.	Сумма
18	Биотит	33,70	3,12	15,91	6,52	19,86	0,340	6,45	0,53	0,11	7,08	0,71	5,11	100,22
	Порода	62,36	0,56	17,83	1,90	2,89	0,052	0,93	2,24	3,91	5,23	0,16	1,18	99,53
19	Биотит	32,12	5,23	18,15	8,84	15,99	0,278	7,44	0,12	0,17	7,90	0,30	3,24	99,61
	Порода	67,24	0,57	15,62	1,10	3,96	0,037	1,78	2,18	3,30	2,23	0,16	1,43	99,58
20	Биотит	35,10	2,85	17,32	4,33	19,86	0,463	6,54	0,79	0,24	7,58	0,26	3,96	99,98
	Порода	67,69	0,37	15,54	1,09	2,35	0,066	0,88	2,65	3,30	4,31	0,15	1,08	99,54
21	Роговая обманка	48,48	0,85	7,32	3,95	11,72	0,260	12,10	11,00	0,85	0,85	0,02	2,23	99,75
	Биотит	36,75	2,86	14,82	6,96	12,93	0,181	12,39	0,80	0,11	8,37	0,44	3,28	99,56
	Порода	61,45	0,49	16,52	1,19	3,53	0,068	3,43	4,53	4,10	2,97	0,10	0,93	99,50
22	Биотит	36,40	2,42	20,21	3,28	17,11	0,218	7,85	0,26	0,20	8,13	0,36	3,38	99,54
	Порода	68,67	0,54	14,85	0,66	4,16	0,044	1,68	2,33	3,20	2,06	0,09	1,23	99,60
23	Биотит	35,27	2,10	20,48	5,48	15,28	0,231	8,57	0,06	0,19	7,99	0,34	3,85	99,54
	Порода	67,70	0,52	15,11	0,84	4,16	0,054	1,83	1,83	3,67	2,26	0,06	1,61	99,30
24	Амфибол	43,68	0,50	14,33	3,30	13,77	0,228	8,71	10,78	0,13	1,56	0,12	2,57	100,19
	Порода	48,12	0,63	13,85	2,24	11,62	0,244	6,48	10,98	1,89	0,27	0,03	2,78	99,60
25	Диопсид	49,62	0,96	2,27	2,30	13,23	0,174	7,73	21,92	0,29	0,02	0,14	1,45	100,17
	Порода	53,80	0,71	15,12	1,50	4,52	0,062	3,15	11,84	3,03	1,22	0,10	3,85	99,75
26	Диопсид	49,36	0,38	2,38	3,29	11,55	0,233	8,91	21,31	0,37	0,05	0,16	1,72	99,90
	Порода	55,92	0,43	13,93	1,46	3,95	0,070	2,99	11,05	3,53	2,25	0,12	3,56	99,63
27	Амфибол	43,82	1,28	9,64	5,89	13,86	0,361	9,31	10,51	0,93	1,51	0,11	2,57	100,03
	Биотит	36,70	2,37	15,30	4,80	16,57	0,222	10,20	1,06	0,24	7,60	0,31	3,91	100,02
	Порода	53,66	1,09	17,74	1,75	6,35	0,120	4,12	5,93	3,37	3,49	0,10	1,68	99,66
28	Амфибол	45,60	1,89	6,92	3,03	16,78	0,417	9,53	11,66	0,78	0,67	0,02	2,26	99,64
	Биотит	36,70	1,70	16,17	4,08	18,47	0,218	9,11	1,04	0,26	7,42	0,29	4,32	99,85
	Порода	57,57	0,80	17,26	0,96	5,56	0,110	2,92	3,23	4,14	1,82	0,16	1,39	99,61
29	Биотит	34,16	2,20	19,82	5,45	17,62	0,185	9,16	0,27	0,15	7,40	0,25	4,90	99,60
	Порода	63,17	0,56	14,83	0,54	4,12	0,056	1,95	1,87	3,55	1,93	0,13	1,74	99,60
30	Амфибол	42,60	2,09	9,13	6,46	13,63	0,453	9,24	11,14	1,11	1,04	-	2,20	99,61
	Порода	67,19	0,41	15,05	1,22	2,55	0,061	1,77	3,49	4,22	2,24	0,11	1,20	99,57
31	Амфибол	43,44	1,23	10,48	7,33	11,48	0,295	9,05	9,80	1,19	1,39	0,08	2,67	99,80
	Порода	58,43	0,84	15,80	1,97	4,88	0,100	3,28	5,29	3,82	2,90	0,15	1,79	99,66
32	Амфибол	44,76	1,33	10,63	5,52	12,17	0,305	9,61	9,57	1,02	1,92	-	2,40	99,64
	Порода	66,31	0,45	15,57	0,89	3,01	0,068	2,08	3,92	4,22	2,30	0,10	0,35	100,06
33	Амфибол	43,20	1,11	10,29	6,36	12,88	0,362	8,93	11,02	1,17	1,15	0,38	3,17	99,73
	Порода	53,66	0,73	13,44	1,37	4,16	0,081	5,93	5,86	2,45	4,34	0,23	2,24	99,61
34	Амфибол	45,42	0,87	10,96	3,43	13,15	0,244	11,00	10,54	1,38	0,21	0,03	2,58	99,90
	Порода	46,94	1,20	12,58	2,15	10,76	0,214	9,22	9,66	2,11	0,18	0,09	4,52	100,09

Примечания: 1 - кристаллосланец (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обл. 1/18, с. Майдак, р. Убость, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 2 - гранодиорит (Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Сд+Эп), обр. 1/32, шт. Рокитное, карьер, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 3 - диораз (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обл. 1/31, там же, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 4 - гранодиорит (Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Сд+Эп), обр. 1/33, там же, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 5 - диорит (Ро+Би+Пл+Кв+Сд+Эп), обр. 1/39, с. Вирн, Ровенский карьер, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 6 - диорит кварцевый (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 1/40, там же, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 7 - диорит (Ро+Би+Пл+Кв+Эп+Сд), обр. 1/44, с. Ленчан, скв. 428, гл. 42,4-46,5 м, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 8 - плагиогнейс (Ро+Би+Пл+Кв+Се), обр. 1/45, там же, скв. 428, гл. 126,7-126,5 м, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 9 - мигматит (Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Эп), обр. 1/46, там же, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 10 - плагиомигматит (Ро+Би+Пл+Кв+Му+Эп), обр. 1/47, там же, скв. 428, гл. 175,5-178,8 м, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 11 - плагиогнейс (Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Эп+Се+Ка), обр. 1/51, х. Рудня Бобровская, скв. 494, гл. 226,8-227,4 м, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 12 - гнейс (Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Эп+Се), обр. 1/57, с. Маренино, правый склон долины р. Случи, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 13 - гранит (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 1/62, карьер западнее с. Бежа, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 14 - метадиабаз (Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Эп+Сд), обр. 1/63, там же, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 15 - плагиогнейс (Би+Пл+Кв+Се), обр. 1/91, с. Неделаше, впадение моста через р. Уж, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 16 - плагиогнейс (Би+Пл+Кш+Кв), обр. 1/90, г. Новосград-Волниский, правый берег р. Случи, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 17 - гнейс (Би+Кш+Пл+Кв), обр. 1/100, г. Шветотска, буто-щебеночный карьер, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 18 - гранит (Би+Пл+Кш+Кв+Эп+Се), обр. 1/101, там же, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 19 - плагиогнейс (Би+Пл+Кв), обр. 1/113, г. Миродоль, левый берег р. Случи, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 20 - гранит (Би+Му+Пл+Кш+Кв), обр. 1/120, г. Житомир, карьер Соколова гора, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 21 - гнейс (Ро+Би+Кш+Пл+Кв), обр. 1/124, с. Воляца, р. Гнилопять, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 22 - плагиогнейс (Ро+Би+Пл+Кв), обр. 1/126, г. Житомир, скала окраина, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 23 - гнейс (Би+Сд+Кш+Пл+Кв), обр. 1/127, г. Житомир, восточная окраина, коллекция И. М. Этингофа и Г. П. Хворовой; 24 - сланец (Гр+Ам+Би+Пл+Кв), обр. 1, с. Белая Криница, скв. 26, гл. 292,3-306,2 м, коллекция В. В. Зальцле; 25 - кальцир (Би+Би+Пл+Кш+Ка), обр. 3, там же, скв. 24, гл. 212,0-217,0 м, коллекция В. В. Зальцле; 26 - кальцир (Гр+Ам+Пл+Кш+Ка), обр. 4, с. Великая Рача, скв. 39, гл. 183,8-192,0 м, коллекция В. В. Зальцле; 27 - диоритовидная порода (Ро+Би+Пл+Кв+Кш), обр. 5, с. Голстоле, скв. 501, коллекция В. В. Зальцле; 28 - сланец (Ам+Би+Пл), обр. 7, с. Гута Заболочная, скв. 81, гл. 180,0-194,0 м, коллекция В. В. Зальцле; 29 - гнейс (Гр+Би+Му+Пл+Кв), обр. 8, с. Ленино, скв. 157, гл. 242,6-247,7 м, коллекция В. В. Зальцле; 30 - гнейс (Ам+Би+Пл+Кв), обр. 9, с. Шуров Лес, скв. 7000, гл. 200,0-210,0 м, коллекция В. В. Зальцле; 31 - гнейс (Ам+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 10, там же, скв. 7000, гл. 210,0 м, коллекция В. В. Зальцле; 32 - плагиогнейс (Ам+Би+Пл+Кв), обр. 11, там же, скв. 7000, гл. 231,0-256,0 м, коллекция В. В. Зальцле; 33 - кальцир (Гр+Ам+Би+Пл+Кв), обр. 12, с. Заболочье, скв. 7709, гл. 148,0-153,0 м, коллекция В. В. Зальцле; 34 - сланец (Гр+Ам+Ак+Пл), обр. 13, х. Мазаревский, скв. 110, гл. 149,2-151,8 м, коллекция В. В. Зальцле. Кроме того, установлено в

анализах (%): 1 (роговая обманка) - P_2O_5 0,074; SO_3 0,18; 1 (биотит) - P_2O_5 0,103; SO_3 1,24; S 0,50; 1 (порода) - P_2O_5 0,280; SO_3 0,85; S 0,34; 2 (роговая обманка) - P_2O_5 0,80; SO_3 0,20; 2 (биотит) - P_2O_5 0,111; SO_3 0,54; 2 (порода) - P_2O_5 0,26; 3 (биотит) - P_2O_5 0,124; SO_3 0,08; 3 (порода) - P_2O_5 1,281; SO_3 0,41; 4 (биотит) - P_2O_5 0,110; SO_3 0,74; 4 (порода) - P_2O_5 0,325; SO_3 0,27; 5 (роговая обманка) - P_2O_5 0,127; SO_3 0,24; 5 (биотит) - P_2O_5 0,442; SO_3 0,25; 5 (порода) - P_2O_5 0,382; SO_3 0,32; 6 (роговая обманка) - P_2O_5 0,055; SO_3 0,12; 6 (биотит) - P_2O_5 0,082; SO_3 0,28; 6 (порода) - P_2O_5 0,039; SO_3 0,02; 7 (роговая обманка) - P_2O_5 0,045; SO_3 0,07; 7 (биотит) - P_2O_5 0,192; SO_3 2,09; S 0,84; 7 (порода) - P_2O_5 0,161; SO_3 0,34; 8 (биотит) - P_2O_5 0,009; SO_3 0,85; S 0,34; 8 (порода) - P_2O_5 0,247; SO_3 0,69; S 0,28; 9 (роговая обманка) - P_2O_5 0,033; SO_3 0,07; 9 (биотит) - P_2O_5 0,426; SO_3 1,70; S 0,68; 9 (порода) - P_2O_5 0,690; SO_3 1,97; S 0,79; 10 (роговая обманка) - P_2O_5 0,044; SO_3 0,12; 10 (биотит) - P_2O_5 0,047; SO_3 0,68; S 0,27; 10 (порода) - P_2O_5 0,203; SO_3 0,74; S 0,30; 11 (биотит) - P_2O_5 0,079; 11 (порода) - P_2O_5 0,152; SO_3 0,39; 12 (биотит) - P_2O_5 0,076; SO_3 0,02; 12 (порода) - P_2O_5 0,143; SO_3 0,02; 13 (биотит) - P_2O_5 0,351; SO_3 0,88; S 0,35; 13 (порода) - P_2O_5 0,149; SO_3 0,10; 14 (роговая обманка) - P_2O_5 0,046; SO_3 0,15; 14 (биотит) - P_2O_5 0,189; SO_3 2,72; S 1,09; 14 (порода) - P_2O_5 0,405; SO_3 0,48; 15 (биотит) - P_2O_5 0,041; SO_3 0,02; 15 (порода) - P_2O_5 0,137; SO_3 0,02; 16 (биотит) - P_2O_5 0,289; SO_3 0,07; 16 (порода) - P_2O_5 0,347; SO_3 0,09; 17 (биотит) - P_2O_5 0,099; SO_3 0,64; S 0,25; 17 (порода) - P_2O_5 0,304; SO_3 0,47; 18 (биотит) - P_2O_5 0,168; SO_3 3,30; S 1,32; 18 (порода) - P_2O_5 0,253; SO_3 0,21; 19 (биотит) - P_2O_5 0,058; SO_3 0,02; 19 (порода) - P_2O_5 0,081; SO_3 0,02; 20 (биотит) - P_2O_5 0,166; SO_3 1,95; S 0,78; 20 (порода) - P_2O_5 0,152; SO_3 0,05; 21 (роговая обманка) - P_2O_5 0,045; SO_3 0,10; 21 (биотит) - P_2O_5 0,036; SO_3 0,07; 21 (порода) - P_2O_5 0,256; SO_3 0,02; 22 (биотит) - P_2O_5 0,042; SO_3 0,04; 22 (порода) - P_2O_5 0,155; SO_3 0,02; 23 (биотит) - P_2O_5 0,041; SO_3 < 0,02; 23 (порода) - P_2O_5 0,115; SO_3 < 0,02; 24 (амфибол) - P_2O_5 0,019; SO_3 0,05; 24 (порода) - P_2O_5 0,051; SO_3 0,46; 25 (диопсид) - P_2O_5 0,532; SO_3 0,20; 25 (порода) - P_2O_5 0,126; SO_3 1,81; 26 (диопсид) - P_2O_5 0,019; SO_3 0,31; 26 (порода) - P_2O_5 0,135; SO_3 0,22; 27 (амфибол) - P_2O_5 0,169; SO_3 0,45; S 0,18; 27 (биотит) - P_2O_5 0,115; SO_3 2,34; S 0,94; 27 (порода) - P_2O_5 0,638; SO_3 0,25; 28 (амфибол) - P_2O_5 0,029; SO_3 0,08; 28 (биотит) - P_2O_5 0,023;

SO_3 0,34; 28(порода) - P_2O_5 0,258; SO_3 0,54; S 0,22; 29(биотит) - P_2O_5 0,023; SO_3 0,68; S 0,27; 29(порода) - P_2O_5 0,130; SO_3 0,15; 30(амфибол) - P_2O_5 0,040; SO_3 0,43; 30(порода) - P_2O_5 0,127; SO_3 0,04; 31(амфибол) - P_2O_5 0,184; SO_3 3,06; S 1,22; 31(порода) - P_2O_5 0,340; SO_3 0,22; 32(амфибол) - P_2O_5 0,090; SO_3 0,63; S 0,25; 32 (порода) - P_2O_5 0,131; SO_3 0,16; 33(амфибол) - P_2O_5 0,090; 33(порода) - P_2O_5 0,254; SO_3 0,10; 34(амфибол) - P_2O_5 0,066; SO_3 0,05; 34(порода) - P_2O_5 0,105; SO_3 0,45.

в кальцифирах и мраморах оливина, столь обычного в карбонатных породах более высоких ступеней метаморфизма, и одновременно широкое развитие амфибола. Показатели преломления амфиболов из пород кочеровской свиты следующие: $n_d - 1,678 - 1,701$, $n_p - 1,654 - 1,667$. Часто даже в одной и той же пробе как зеленые, так и бесцветные разновидности обладают совершенно идентичными показателями преломления. Нередко наблюдаются и двуцветные амфиболы, в которых одна часть зерна окрашена в зеленые тона, а вторая - бесцветная.

В ассоциации с породами кочеровской свиты залегают диоритовидные амфибол-биотитовые породы. Температура их образования 360-940 К (см. табл. 4). Высокие значения (940-950 К) характерны для массивных разновидностей, образующих отдельные тела и массивы, возможно, первично интрузивный генезис. Для неоднородных полосчатых диоритовидных пород, чередующихся с суперкрупными образованиями, установлены температуры 890-910 К. Эти породы, по-видимому, ультраметаморфические.

Городская свита метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации. Метapelитам этой свиты в отличие от виленской свойственны тонкосланцеватые текстуры и более мелкие размеры зерен. Главными разновидностями метapelитов являются биотитовые, двусладячные, частично графитовые гнейсы и сланцы, нередко с реликтами металевролитовых и метапсаммитовых структур. В составе свиты установлены следующие парагенетические ассоциации минералов: Би+Кв, Пл+Би+Кв, Пл+Би+Ту+Кв; Пл+Би+Му+Кв; Пл+Би+Си+Му+Кв; Пл+Би+Си+Му+Кв; Пл+Би+Гр+Му+Кв; Пл+Би+Гф+Му+Кв; Пл+Би+Гр+Ко+Му+Кв; Пл+Би+Гр+Си+Ко+Му+Кв.

Характерно отсутствие призматических форм силлиманита, что является одним из отличий городской свиты от виленской. Графит наблюдается исключительно в виде графитовой пыли в зернах полевых шпатов, кордиерита, кварца и мусковита. Биотит городской свиты

отличается от биотита из метапелитов виленской свиты по характеру плеохроизма: первый плеохроирует от зеленовато-бурых тонов (n_p) до бледных (n_r) второй — соответственно от бледно-бурых до бледно-желтых; $f_{\text{би}}$ = 54–55.

Парный замер показателей преломления граната и биотита (соответственно 1,792 и 1,635) из гнейса нижней части свиты дает возможность с допустимой мерой условности определить температуру его формирования (880–890 К), что приблизительно отвечает температуре устойчивости мусковита в кварцсодержащих породах и является верхней температурной границей метаморфизма городской свиты. Нижняя граница по РТ-схеме минеральных равновесий (Добрецов и др., 1972) определяется интервалом 820–850 К. Давление по этой же схеме составляет 2,0–2,5·10⁸ Па.

Биотит, силлиманит и частично плагиоклаз метапелитов виленской и городской свит замещаются чешуйчатым мусковитом и кварцем. Характерная особенность вторичного мусковита — отсутствие в нем включений графита. В породах кочеровской свиты диопсид, роговая обманка и актинолит замещаются тремолитом, реже зеленовато-бурым биотитом. Более поздним процессом, характерным для многих разновидностей пород Кочеровской зоны, является эпидотизация. При этом гранат замещается эпидотом и мелкочешуйчатым биотитом, биотит-эпидотом и пилевидным магнетитом, роговая обманка, актинолит и тремолит — эпидотом и кальцитом, андезин — олигоклазом.

Температуры, фиксируемые для пород виленской и кочеровской свит, претерпевших диафорез, составляют 840–890 К и в целом (с некоторым смещением верхней границы) отвечают эпидот-амфиболитовой фации. Переходу основных пород из амфиболитовой фации в эпидот-амфиболитовую отвечает реакция $\text{Пм} + \text{Пл} (\text{H}_2\text{O}) \rightarrow \text{Ро} + \text{Эп} + \text{Кв}$, протекающая в породах с относительно основным плагиоклазом и смещенным равновесием, когда с понижением температуры в амфиболе возрастает содержание тремолит-актинолитового компонента с одновременным увеличением альбитового компонента в плагиоклазе. При этом отмечается частое сосуществование роговообманкового и актинолитового амфиболов (Хлестов, 1972). Оба явления очень характерны для пород кочеровской свиты.

К западу от Кочеровской зоны в Дмитровском подрайоне наиболее широко распространены породы городской свиты с парагенезисами $\text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$; $\text{Сп} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$, $\text{Би} + \text{Му} + \text{Кш} + \text{Пл} + \text{Кв}$. Местами совместно с биотитом в акцессорных количествах наблюдается роговая обманка. Температура образования гнейсов 870 К (см. рис. 4).

Наиболее высокотемпературные образования Новоград-Волынского подрайона представлены гранат-биотитовыми гранитами и мигматитами, сформировавшимися в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Они образуют субмеридиональную полосу, протягивающуюся от г.Шелетовки до с.Городище на р.Случч. Внутри этой полосы находятся аллохтонные массивы мухареvских гранитов и отдельные тела гранодиоритов и диоритов шелетовского типа с реликтами габбро. Все эти образования в схеме УРМЖ относятся к нижнему протерозою.

В гранат-биотитовых мигматитах установлен парагенезис $\text{Gr} + \text{Kfs} + \text{Cz}$, характерный для условий высокотемпературной амфиболитовой субфации. Гранат в них высокожелезистый ($f = 82\%$), соответствующий намеченной фации глубинности, по А.А.Маракушеву, $f_{\text{Gr}} = 5\%$, $T = 920^\circ\text{K}$ (см. табл.4).

Локально в описываемой зоне проявляется регрессивный метаморфизм. Так, в гранитоидах шелетовского типа характерная для высокотемпературной амфиболитовой субфации буровато-синие-зеленая роговая обманка к периферии зерен осветляется до голубовато-зеленой, свойственной низкотемпературной амфиболитовой субфации, местами она эпитотизируется.

К западу и востоку от описанной полосы уровень метаморфизма, очевидно, понижается. Восточнее полосы находится Новоград-Волынская синклиналиальная структура. В ее ядерной части расположена новоград-волынская толща, в периферических частях — биотитовые и ближе к осевой части структуры частично двуслюдяные и фибролит-биотитовые гнейсы нижележащих подразделений тетереvской серии. Первичность или вторичность мусковита в парагенезисе с биотитом в большинстве случаев спорная. Не исключено, что появление мусковита связано с понижением максимума метаморфизма до уровня эпитот-амфиболитовой фации.

Породы новоград-волынской толщи четко делятся на три группы: малоглиноземистые метапелиты, metabазиты и метасфизиды кислого состава.

К первой группе относятся биотитовые и двуслюдяные гнейсы, микрогнейсы и сланцы, метаалевролиты, а также кристалло- и литокластические туфы и туфопесчаники. Характерные парагенезисы метапелитов $\text{Bi} + \text{Pl} + \text{Kfs}$, $\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Kfs}$; $\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Xl} + \text{Cfs}$. Metабазиты представлены метадиабазами, диабазовыми метапорфиритами, сохранившими реликты порфировой, оцитовой и трахитоидной структур. Па-

парагенезис метабазитов $Ро+Би+Пл+КШ$; $Ро+Би+Пл+КШ+Кв+Сф$; $Би+Пл+Ак+Хл+Эп$. Метакристаллы кислого состава представлены лептитоподобными породами (район нижнего течения Смолки) с парагенезисом $Би+Пл+КШ+Ан+Хл$.

Суля по парагенезисам разных групп пород, новоград-вольнская толща метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации.

Коростенский подрайон

Осиенная часть Коростенского подрайона занята Коростенским плутоном, который залегает среди пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Парагенезисы метаморфических пород, развитых к югу от плутона, описаны выше. Западнее плутона установлены метапелиты тетереvской серии с парагенезисами $Гр+Би+Пл+Кв$, $Би+Пл+Кя$. В этой же части подрайона известны и более высокотемпературные образования. В Ушмарском блоке В.К.Писковская (1972) описала породы гранулитовой фации — двупироксеновые кристаллосланцы, ортопироксен-роговоосманковские и биотит-гиперстенные гнейсы. Возможно, они представляют собой реликты пород кнестровско-бугской серии, выведенные из глубинных горизонтов при внедрении интрузива. Аллохтонными образованиями, по-видимому, являются и породы типа чарнокитов и андербитов, установленные В.М.Клочковым у южного контакта Коростенского плутона.

В северной части Кочеровской зоны в экзоконтакте гранитов рапаквид породы кочеровской и городской свит подверглись ороговению с образованием трех основных разновидностей контакто-метаморфических пород: 1) гранат-везувиан-воластонитовых с кальцитом; 2) двупироксеновых, часто с оливином; 3) кордиерит-гиперстен-плагноклазовых, часто со шпинелью. Суля по оптическим константам сосуществующих минералов переменного состава, температура метаморфизма составляла 1120-1170 К.

На севере, в Овручской и Кировско-Вильчанской впадинах, Коростенский плутон перекрыт слабометаморфизованными породами овручской серии, а вблизи его северо-западной части аналогичные по степени метаморфизма породы, относимые к пугачевской серии, выполняют Белокоровичскую впадину.

Из терригенных пород в составе слабометаморфизованных образований наряду с песчаниками, алевролитами и аргиллитами наблюдаются пиродиллитовые, филлитовидные, серицит-кварцевые сланцы и графелиты.

Отмечается переход аргиллитов и алевролитов с почти ненарушенными осадочными текстурами и структурами в серицит-кварцевые,

филлитовидные сланцы, с которыми они многократно чередуются.

Начальная стадия метаморфизма связана с появлением в глинистой породе парагенезиса: минералы группы каолинита + Се+Хл+гидрогетит. По Г. Винклеру (1969), начало первых реакций, т.е. начало метаморфизма, происходит при температуре около 490+290 К.

В песчаниках (частью кварцитовидных) метаморфизм в большинстве случаев затронул только цемент, в котором отмечаются парагенезисы Се+Кв; Се+Ка; Пф+Се+Кв; Се+Хл+Пф+Кв+Ка; Хл+Му.

В составе слабометаморфизованных образований встречаются также диабазы, миндалекаменные диабазы, диабазовые и трахиандезитовые порфириты. Из метаморфогенных минералов в них наблюдаются хлорит, серицит и альбит.

Наличие в образованиях, относимых к пугачевской и овручской сериям, парагенезисов Хл+Се и Хл+Се+Аб позволяет рассматривать их в качестве производных низкотемпературной добиотитовой субфации зеленосланцевой фации. В Белокаровичской впадине термо-динамические условия метаморфизма, очевидно, не всегда соответствовали этому уровню, о чем свидетельствуют залегающие здесь аргиллиты и алевролиты без существенных признаков метаморфизма.

Во внутренней части Коростенского плутона находится Бехинский блок, сложенный гранитоидами осницкого типа и породами клесовской свиты.

Осницкий подрайон

В Осницкий подрайон выделена тектонически обособленная крайняя северо-западная часть Украинского щита, сложенная своеобразными суперкрупными образованиями клесовской свиты, основными интрузивными породами и специфическими гранитоидами осницкого типа.

В северной части подрайона выделяется поле гранитоидов кирсвоградско-житомирского комплекса и гнейсов тетеревской серии, аналогичных в общем описанным выше. Среди гнейсов есть метапелиты (Би+Пл+КШ+Кв+Му) и основные разновидности (Ро+Би+Пл+КШ+Кв+Эп+Сф). Температура формирования гнейсов основного состава 915 К (см. табл. 4), что приблизительно отвечает границе субфаций амфиболитовой фации. Возможно, эта температура несколько занижена в связи с явным регрессивным преобразованием пород, о чем свидетельствует наличие в парагенезисах эпидота и мусковита.

В составе клесовской свиты выделяются метаэффузивы кислого и среднего состава, близкие к ним по химическому составу метапелиты и метабазиты.

К метаэффузивам относятся лептитовые гнейсы, лептитоподобные

и гранулитоподобные породы. Парагенезис их весьма однообразен: $Kш+Кв+Пл+Би+Му+Эп$. Содержание TiO_2 в биотите 1,48–1,77, $f_{Би} = 58,6–64,9\%$. Соотношение в этом минерале Al^{IV} и Ti, Fe^{2+} и Ti отвечает условиям амфиболитовой фации. Наличие в лептитах силлиманита и серпфита, которые развивались явно по кордиериту (Хатунцева, 1977), может косвенно свидетельствовать о том, что эти породы образовались в условиях не ниже высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. В гранулитоподобной породе из карьера Заверчья (к западу от ст.Томашгород) А.Я.Хатунцева (1977) описала сосуществующие андалузит и силлиманит, для которых определена температура 920–940 К и давление $3,5–4 \cdot 10^8$ Па.

К метапелитам относятся имеющие кварцитовидный облик лептиты коплищанского типа (по А.Я.Хатунцевой, 1977) с парагенезисом $Kш+Пл+Кв+Би+Му+Гр+Эп+Сф$. Железистость сосуществующих биотита и граната соответственно 52 и 81, определенная по ним температура – 930 К (см.табл.4).

Метабазиты представлены главным образом метаморфизованными диабазами и диабазовыми порфиридами, которым свойственны следующие парагенезисы: $Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Эп+Хл+Се+Сф$; $Ро+Би+Пл+Кш+Кв+Сф+Ка$. Установленная для них температура образования равна 910 К (см. табл.4). $S_{Би} = 45,8$, $f_{Ро} = 47,5$, содержание TiO_2 соответственно 1,5 и 1.

Более высокотемпературные (960 К) роговая обманка и биотит, содержащие соответственно 4,63 и 2,98% TiO_2 , установлены в метабазитах Бехинского блока, территориально расположенного в Коростенском подрайоне.

Имеющиеся данные позволяют считать, что метаморфизм пород клековской свиты в Осницком подрайоне и Бехинском блоке происходил в условиях высокотемпературной амфиболитовой субфации. Появление в них элидота, кальцита, хлорита и серицита связано с более поздним регрессивным метаморфизмом. Учитывая практически полное преобразование в процессе метаморфизации диффузивов кислого и среднего состава, а также близких к ним по химизму терригенных пород и незавершенность этого процесса в основных вулканитах (как мы видели, среди метабазитов нет амфиболитов, амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев), можно полагать, что метаморфизм пород клековской свиты был тесно связан с гранитизацией. Она захватила также и интрузивные породы основного и среднего состава. В настоящее время тела этих пород сохранились в виде реликтов среди гранитоидов Осницкого подрайона с переходами от габбро и диориты и

далее в граниты. По сосуществующим биотиту, роговой обманке, гиперстену и диопсиду получены температуры 920, 950, 970 К.

По мере дальнейшего продвижения фронта гранитизации сформировались породы ряда диорит - кварцевый диорит - гранодiorит - гранит с парагенезисами $Ro+Bi+Kf+Pl+Kv+Эп+Сф$; $Bi+Kf+Pl+Kv+Эп+Сф$. Температуры образования гранитоидов 920, 940, 970 К.

Для гранитоидов, как и для метаморфических пород, характерно повсеместное развитие эпидота. В отдельных пунктах по биотит-роговообманковому геотермометру получены температуры, возможно, отражающие параметры регрессивного преобразования пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации, - 850, 860, 870 К.

Особенности метаморфизма Северо-Западного района

По характеру метаморфизма Северо-Западный район существенно отличается от соседнего Днестровско-Бугского; там общий фон метаморфизма создается гранулитовой фацией и высокотемпературной амфиболитовой субфацией, здесь - амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациями. Аналогичное соотношение наблюдается и между уровнями регрессивного метаморфизма: в Днестровско-Бугском районе широко распространены диафторезы амфиболитовой фации, в Северо-Западном районе для процессов диафтореза характерны условия эпидот-амфиболитовой фации.

В целом, все это хорошо увязывается с широко распространенным представлением о том, что в Днестровско-Бугском районе на поверхность выступают наиболее глубокие и, следовательно, наиболее древние горизонты докембрия Украинского щита, в пределах Северо-Западного района еще не выведенные на эрозионный уровень. Косвенно это подтверждается обнаружением вероятных аналогов образований днестровско-бугской серии и продуктов их ультраметаморфической переработки в приконтактовых частях Коростенского плутона. Имеется в том в северной части Днестровско-Бугского района закономерно снижается максимум метаморфизма по мере продвижения в сторону Северо-Западного района. В связи с этим существует определенная вероятность, что во время метаморфических преобразований пород Северо-Западного и Днестровско-Бугского районов тепловые поля в них отличались друг от друга величиной геотермического градиента.

Степень метаморфизма суперкрупных образований Северо-Западного района в основном коррелируется с их положением в стратиграфической схеме. Из этой закономерности выпадают породы клесовской свиты в Осницком подрайоне и Бехинском блоке, где установлен наиболее высокий (в региональном плане) метаморфизм суперкрупных

ных образований. Это можно объяснить предварительным интенсивным притоком тепла, вызванным широким проявлением вулканизма и интрузивного магматизма. Геохронологические данные показывают, что возраст вулканизма и гранитизации в Осницком блоке характеризуется, по существу, одинаковыми значениями. Таким образом, клесовская свита и интрузивные основные породы Осницкого блока подверглись гранитизации и связанному с ней метаморфизму в специфических условиях повышенного теплового поля, унаследованного от предыдущего этапа.

Проявления регрессивного метаморфизма в значительной мере сопряжены с зонами разломов, среди которых особенно выделяется Центральная тектоническая зона, проходящая через все описанные подрайоны.

ДНЕСТРОВСКО-БУГСКИЙ РАЙОН

Основные черты геологического строения

Днестровско-Бугский район слагает угол Украинского щита и представляет собой одновременно крайний юго-западный выступ обнаженной части Восточно-Европейской платформы. Подобные структурные элементы, как отметил С.В.Обручев (1964), обычно приподняты и состоят из наиболее глубинных образований. Действительно, в плане Днестровско-Бугский район - это "гранулитовая цуга", в состав которой входят наиболее высокометаморфизованные породы Украинского щита; район выделен также по принципу глубинности слагающих его пород.

В геологическом отношении Днестровско-Бугский район принадлежит главным образом к Подольскому геоблоку, лишь небольшая его часть (Голованевский и Ятранский блоки второго порядка), отсекаемые Смицневской зоной гранитообразования, заключены между Росинско-Тикичским и Ингуло-Ингулецким районами.

Ранее предполагалось, что Подольский блок, по крайней мере с двух сторон - севера и востока, ограничен прямолинейными зонами разломов - Андрушевским и Брусиловским. Изучение метаморфических фаций в районе Чуднов - Буки показало, что здесь наблюдается непрерывная метаморфическая зональность; граница района может быть проведена примерно по южной окраине полосы тетеревских гнейсов. Восточная граница проходит примерно по продолжению Брусиловского разлома, но также осложнена метаморфической зональностью и процессами гранитообразования. Оба разлома - Андрушевский и Брусиловский - проведены в основном по геофизическим данным: они совпадают с изографой массового появления (исчезновения) граната в бердичевских гранитах и потому хорошо видны на магнитных картах.

На уровне современного эрозийного среза в направлении с юга на север в Днестровско-Бугском районе последовательно вскрываются толщи: с преобладанием богатых СаО пород (эндербиты, двупироксеновые кристаллосланцы), нормально- и умеренноглиноземистых пород (гранатовые, гиперстен-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, виннициты, чарнокит-эндербиты), умеренно- и высокоглиноземистых пород (гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые гнейсы, бердичевские граниты). Петрохимически наиболее пестрый набор пород представлен в южной части Подольского блока, где наряду с метабазитами значительную роль в разрезе играют высокоглиноземистые и графитсодержащие метапелиты, кальцифилы, рудные и безрудные кварциты. К северу состав пород становится все более однообразным, роль метабазитов резко снижается. Все метаморфические породы района в возрастном отношении принадлежат к архейской днестровско-бугской серии, а граниты — к подольскому комплексу. Н.П.Шербак (1975) выделяет гранат-биотитовые гнейсы северной части блока в отдельную подольскую свиту (серию), что, несомненно, более оправданно. Исключение составляет Среднее Побужье, где часть разреза относится к бугской серии нижнего протерозоя.

До недавнего времени считалось, что весь Подольский блок сложен породами гранулитовой фации. А.А.Маракушев (1973) на основании материалов С.М.Доброхотова показал, что глубинность формирования метапелитов Подольского блока снижается с юга на север. В.М.Венидиктов (1978) составил карту метаморфизма Приднестровья и установил его полифациальный характер. И.Б.Шербаков (1975) отметил, что на Среднем Побужье намечается метаморфическая зональность в гранулитовой фации.

В результате метаморфического картирования Подольского блока удалось установить, что при общем понижении степени метаморфизма с юга на север характер распределения метаморфических зон в блоке достаточно сложный. Породы гранулитовой фации, нередко с наложением амфиболитовой, слагают сплошные поля лишь в самых южных частях блока — на Приднестровье и Среднем Побужье. В средней части блока они образуют крупные массивы, окруженные породами амфиболитовой фации, а в северной части породы амфиболитовой фации преобладают. Выяснилось, что большую, если не определяющую, роль в формировании метаморфической зональности Подольского блока играли линейные зоны днафтореза, контролируемые, вероятно, зонами диагональных разломов преимущественно северо-западного простирания.

В Днестровско-Бугском районе традиционно выделяются три под-

района с особыми чертами геологического строения и метаморфизма: Верхнебугский (Верхнее Побужье), Приднестровский (Приднестровье) и Среднебугский (Среднее Побужье). Кроме этих подразделений в северной части района искусственно выделен Букинский подрайон; он послужил опорной площадью, где эволюция метаморфизма изучалась детальнее.

Метаморфическая зональность

Букинский подрайон

Геологические особенности Букинского подрайона определяются его расположением в зоне сочленения Житомирского синклинория и Бердичевского антиклинория, принадлежащих к двум геоблокам – Волыньскому и Подольскому; а согласно принятому районированию, – к двум районам – Северо-Западному и Днестровско-Бугскому. Букинский массив интрузивных чарнокитов разделяет подрайон на две части – южную (гранитовую) и северную (гнейсовую).

Изучение метаморфизма в Букинском подрайоне позволяет сделать вывод о существовании здесь глубинной метаморфической зональности. На уровне современного эрозийного среза в направлении с юга на север последовательно сменяются зоны высокой и низкой амфиболитовой фаций, затем высокой элидот-амфиболитовой субфации (рис.12). Границы фаций, субфаций и изогралы имеют субширотное и северо-западное простирания; в южной части они под углом секут направления основных структур.

В крайней юго-западной части подрайона по р.Тетереву обнажены типичные бердичевские гранат-биотитовые граниты нередко с кордиеритом, с характерной бластовой структурой и оранжево-бурым биотитом. Температуры по гранат-биотитовому термометру – 880–920 К. В жильных лейкократовых гранитах, секущих бердичевские, содержание кордиерита ($n_g = 1,557$; $f = 40$) достигает 30%; в количестве до 8% появляется андалузит. Последний образует крупные призматические кристаллы. Ксенолиты в гранитах зоны 3.2 представлены биотит-куммингтонитовыми и биотит-диопсид-роговообманковыми плагиогнейсами (табл.6, 7).

Гранат-кордиеритовая ассоциация характерна для гранулитовой фации, но не является запрещенной и для амфиболитовой (фация метаморфизма, 1970). Железистость граната свыше 80 соответствует намеченной фации глубинности А.А.Маркушева (1965). Появление анатектических андалузит-кордиеритовых лейкократовых гранитов свидетельствует о снижении давления. Согласно экспериментальным данным (Миясиро, 1976), этому парагенезису отвечают условия: тем-

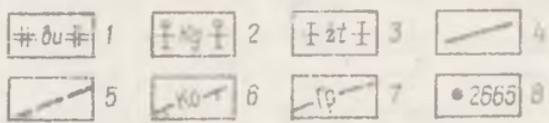
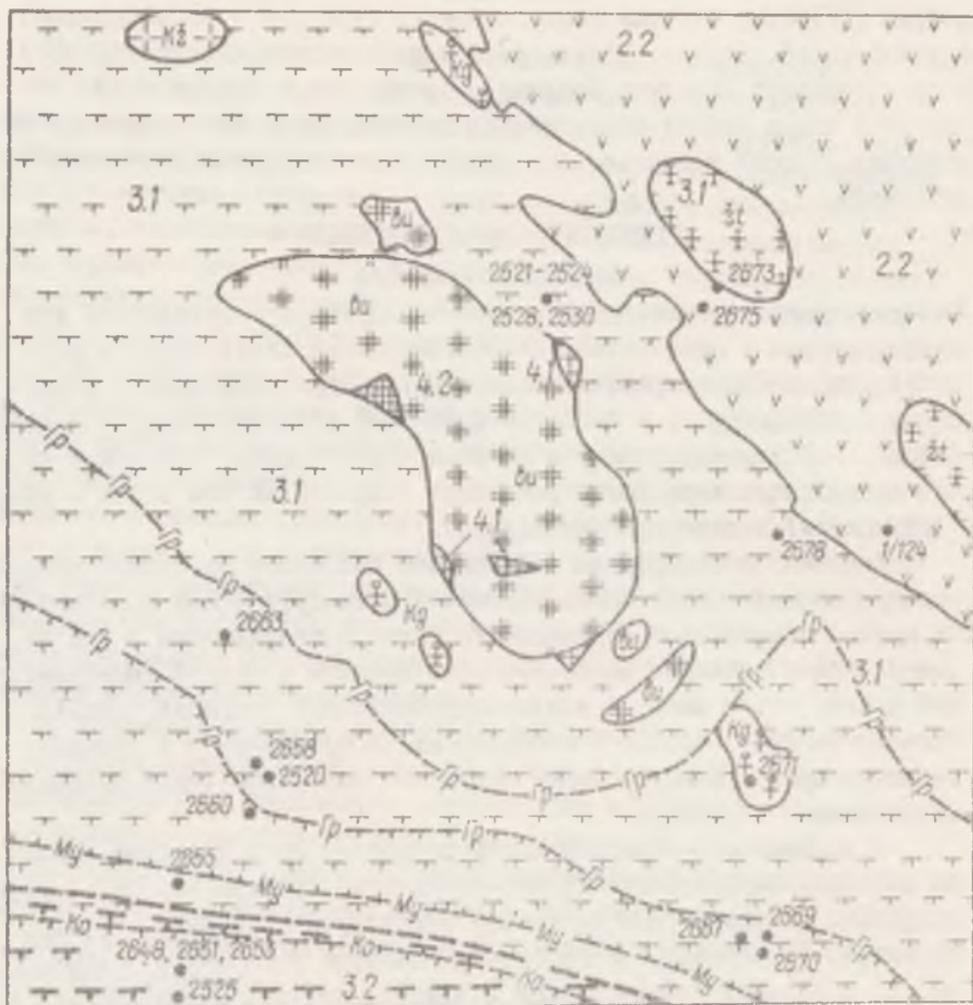


Рис.12. Карта метаморфических фаций Букинского подрайона:
 1 - породы комплекса интрузивных чарнокитов; 2 - порфиоровидные граниты *Kz-zt* комплекса; 3 - среднесзернистые китомарские граниты; 4 - границы фаций; 5 - границы субфаций; 6 - изограды минералов; 7 - изограда первого появления граната; 8 - места отбора проб и их номера (см.табл.6). Остальные условные обозначения те же, что и на

Т а б л и ц а 6. Минеральные парагенезисы пород Букинского подрайона

Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии t, К	Автор, источник
2525	Гранит бердичевский	Гр ₈₀ +Би ₅₃ +Пл+Кш+Кв	920	Щербак (1975)
2648	" "	Гр ₈₃ +Би ₅₁ +Кс+Пл ₃₂ +Кш+Кв	880	И.Б.Щербаков
2651	Плаггиогнейс	Ку ₃₈ +Би ₃₈ +Пл ₆₃ +Кв		И.Б.Щербаков
2655	Мигматит бердичевский	Гр ₈₅ +Би ₅₅ +Му+Пл+Кш+Кв	880	И.Б.Щербаков
2660	Гранит бердичевский	Гр ₈₀ +Би ₅₂ +Му+Кш+Пл ₂₀ +Кв	920	И.Б.Щербаков
2520	Мигматит бердичевский	Гр ₈₉ +Би ₆₀ +Му+Пл+Кв	875	И.Б.Щербаков
2663	Гранит	Би ₅₉ +Пл ₂₀ +Кш+Кв+Му		И.Б.Щербаков
2670	Плаггиогнейс	Гр ₈₄ +Би ₅₅ +Пл ₂₅ +Кв	885	И.Б.Щербаков
2669	Плаггиогранит	Гр ₈₅ +Би ₅₄ +Пл ₂₅ +Кш+Кв	880	И.Б.Щербаков
2678	Гранит	Би ₅₈ +Му+Пл ₂₁ +Кш+Кв		И.Б.Щербаков
2521	Плаггиогнейс	Гр ₈₈ +Би+Си+Пл+Кв		В.В.Рябокоть
2523	Плаггиомигматит	Гр ₈₈ +Би ₅₉ +Си+Пл+Кв	880	В.В.Рябокоть
2524	Плаггиогнейс	Гр ₈₅ +Би ₅₈ +Си+Пл+Кв	905	В.В.Рябокоть
2124	Амфиболит	Ро+Пл		В.В.Рябокоть
2528	Плаггиогнейс	Ро+Би+Пл+Кв		В.В.Рябокоть
2530	Плаггиогнейс	Ро+Би+Пл+Кв		В.В.Рябокоть
2653	Плаггиочарнокит	Пр ₅₃ +Пм+Би ₅₃ +Пл ₃₄ +Кш+Кв		И.Б.Щербаков
2644	Чарнокит	Пр ₅₁ +Пм+Ро+Би ₄₉ +Пл+Кш+Кв		И.Б.Щербаков

Т а б л и ц а 7. Химический состав породообразующих

№ п/п	Минерал, порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Буккинский							
1	Гиперстен	49,63	0,26	0,68	1,25	29,60	0,70
	Биотит	36,13	4,26	15,70	1,68	19,02	0,13
	Порода	59,77	0,82	17,25	0,74	5,78	0,097
2	Гиперстен	49,87	0,24	0,88	1,44	28,99	0,74
	Биотит	35,85	4,84	15,62	1,98	18,88	0,10
	Порода	59,95	0,93	15,11	0,98	6,65	0,178
3	Гранат	37,23	0,09	20,86	1,79	32,89	2,09
	Биотит	34,67	2,31	20,85	1,66	18,45	0,08
	Порода	65,67	0,54	15,26	0,21	5,56	0,062
4	Гранат	37,21	0,04	19,83	0,90	35,34	2,05
	Биотит	34,34	2,42	19,63	2,04	19,66	0,11
5	Гранат	37,29	0,03	20,43	1,80	33,19	2,85
	Биотит	34,82	2,08	19,93	3,90	17,53	0,12
6	Гранат	37,79	0,03	19,33	3,03	31,89	3,20
	Куммингтонит	52,84	0,09	2,27	1,80	19,31	0,45
7	Биотит	36,34	2,95	20,39	0,88	13,59	0,07
	Порода	55,46	1,61	14,67	1,68	7,65	0,059
	Гранат	37,55	Следы	19,67	1,12	34,19	2,90
8	Биотит	34,20	1,71	19,10	3,46	19,97	0,13
	Порода	63,13	0,74	16,23	1,67	5,45	0,09
	Гранат	37,02	0,07	21,47	3,98	30,03	3,20
9	Биотит	34,71	1,71	20,35	1,78	18,88	0,16
	Мусковит	45,23	0,17	35,44	2,56	0,57	0,01
	Порода	69,17	0,37	15,08	0,07	4,20	0,026
	Гранат	37,24	0,09	22,20	1,00	32,89	1,52
10	Биотит	34,76	1,39	22,07	2,40	16,59	0,07
	Порода	67,29	0,43	15,90	1,18	3,50	0,037
	Гранат	37,5	0,30	19,70	1,90	29,00	3,90
11	Биотит	35,28	2,23	20,07	1,70	17,88	0,08
	Мусковит	45,86	0,26	33,98	2,70	0,86	0,01
	Порода	68,02	0,48	16,42	0,69	3,26	0,015
	Гранат	37,04	0,09	21,90	1,01	38,89	2,61
12	Биотит	34,91	2,18	21,26	1,24	18,80	0,10
	Порода	63,80	0,42	15,45	1,17	3,30	0,039
	Гранат	37,00	0,09	21,06	0,21	34,30	0,77
13	Биотит	34,55	2,54	19,71	3,11	16,95	0,05
	"	34,23	1,97	18,73	3,59	18,67	0,02
14	Порода	69,68	0,42	14,91	0,80	2,69	0,017
	Биотит	34,10	1,53	20,29	3,48	17,67	0,26
15	Порода	70,94	0,34	14,70	0,37	3,08	0,031

минералов и пород Днестровско-Бугского района, %

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	п.п.п.	Сумма
подрайон							
15,75	0,69	0,20	0,20	0,01	-	0,64	99,61
11,22	0,28	0,15	3,90	0,002	-	2,75	100,36
2,67	5,15	3,48	3,08	0,362	-	0,90	100,17
15,59	0,97	0,20	0,20	0,02	0,04	0,52	99,50
10,51	0,21	0,30	8,60	0,005	0,12	2,73	99,94
2,84	5,63	3,66	2,50	0,419	-	0,73	99,66
3,89	0,31	0,15	0,20	Следы	-	0,15	99,65
9,26	0,07	0,15	8,45	"	0,20	3,32	99,52
2,24	2,04	3,58	2,64	0,088	-	1,24	99,55
3,06	0,85	0,12	0,08	0,12	0,02	0,44	100,07
8,40	0,24	0,14	8,82	0,06	0,18	3,56	99,82
3,54	0,73	0,12	0,05	0,13	0,12	0,05	100,34
8,72	0,24	0,20	8,46	0,07	0,14	3,35	99,74
3,00	1,46	0,04	0,05	0,09	0,18	0,25	100,34
20,04	0,32	0,15	0,20	сл.	0,08	1,88	100,13
13,46	0,24	0,20	3,00	0,02	0,04	2,59	99,94
7,28	3,18	0,32	3,45	0,829	0,26	2,45	99,58
2,74	1,02	0,13	0,10	0,09	0,24	0,34	100,16
8,51	0,06	0,20	8,12	0,07	0,42	3,74	99,85
2,52	2,19	3,29	2,58	0,09	-	1,43	99,59
3,62	0,24	0,10	0,10	Следы	-	0,12	99,95
9,25	0,07	0,55	8,80	0,03	0,12	3,29	99,63
0,83	0,07	0,37	9,80	-	0,12	4,74	99,99
1,64	1,80	2,96	3,54	0,100	-	0,98	100,10
4,09	0,25	0,25	0,20	-	-	0,10	99,84
10,10	0,07	0,15	9,10	Следы	0,16	3,02	100,01
1,85	2,22	3,04	3,02	0,064	-	0,94	99,83
4,80	2,60	-	-	-	-	-	99,90
9,96	0,07	0,25	8,60	Следы	0,20	3,14	99,61
1,03	0,14	0,45	9,90	-	-	4,41	99,65
1,55	1,30	3,04	3,29	0,072	-	1,06	99,77
4,09	0,25	0,20	0,15	-	0,08	0,06	100,27
9,25	0,24	0,30	8,30	Следы	0,04	3,31	99,51
1,47	1,56	3,24	3,20	0,104	0,07	1,22	99,99
4,65	0,98	0,36	0,12	0,17	0,02	0,02	99,73
9,79	0,21	0,27	9,57	не опр.	0,22	3,24	100,26
8,46	0,84	0,30	8,88	0,003	0,40	3,56	99,75
1,21	1,63	3,11	4,11	0,403	0,04	0,91	99,67
8,64	0,56	0,30	8,40	0,05	0,48	3,91	99,18
1,29	1,56	3,52	2,84	0,080	-	0,95	99,74

Продолжение

№ п/п	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Верхнебугский							
16	Липсид	52,30	0,23	1,95	1,29	8,35	0,450
	Роговая						
	обманка	43,95	1,78	10,65	5,78	10,40	0,277
	Биотит	40,00	3,58	14,50	2,88	13,44	0,166
	Порода	52,85	0,91	13,81	3,79	7,38	0,198
17	Гранат	41,34	0,20	20,30	2,71	26,99	0,713
	Биотит	37,83	4,73	15,90	3,17	14,41	0,061
	Порода	63,10	1,12	15,70	1,51	5,89	0,083
18	Гранат	39,98	0,38	20,71	2,34	29,58	0,566
	Биотит	40,20	3,83	17,18	3,18	11,48	0,122
	Порода	67,10	0,60	15,56	0,16	5,22	0,086
19	Гиперстен	51,08	0,38	2,50	3,62	23,24	0,528
	Диопсид	51,80	0,31	2,42	3,85	7,55	0,809
	Порода	58,00	0,82	15,18	4,17	4,64	0,134
20	Гранат	40,66	0,17	21,37	1,68	27,80	0,693
	Гиперстен	48,84	0,50	4,66	2,98	25,94	0,177
	Биотит	37,54	4,56	16,37	3,53	12,29	0,118
	Порода	53,55	1,01	19,61	1,61	8,80	0,141
21	Гранат	38,96	0,28	21,11	3,89	27,92	0,571
	Гиперстен	49,25	0,33	4,53	2,36	24,88	0,230
	Биотит	39,85	4,49	15,46	2,70	12,27	0,028
	Порода	61,35	0,71	16,27	1,39	6,47	0,094
22	Гиперстен	51,94	0,47	5,46	1,40	23,62	0,368
	Биотит	38,72	3,42	14,55	3,74	15,10	0,092
	Порода	54,11	0,69	19,20	0,55	6,49	0,094
23	Гиперстен	51,71	0,14	1,62	1,82	26,20	0,686
	Биотит	36,98	4,25	15,10	5,59	13,43	0,082
	Порода	59,05	0,61	17,74	1,56	4,90	0,115
24	Гиперстен	50,82	0,66	2,46	4,92	22,60	0,387
	Биотит	38,91	4,80	14,00	3,48	14,45	0,110
	Порода	63,64	0,77	17,29	1,33	4,40	0,070
25	Гиперстен	49,64	0,92	1,25	4,07	19,36	0,749
	Биотит	38,56	4,83	14,21	2,97	15,06	0,106
	Порода	67,90	0,53	15,87	1,27	1,66	0,041
26	Гиперстен	50,70	0,44	2,61	2,83	21,72	0,451
	Биотит	42,00	3,92	14,22	3,63	10,30	0,104
	Порода	68,65	0,27	15,65	1,13	1,41	0,041
27	Гранат	38,40	0,46	20,63	3,08	29,67	0,571
	Биотит	39,14	4,00	16,01	3,16	14,30	0,108
	Порода	65,25	0,58	16,62	0,03	4,77	0,078
28	Гранат	38,90	0,54	20,82	2,83	27,54	0,371
	Биотит	39,05	4,33	16,41	3,12	11,16	0,078
	Порода	65,65	0,53	14,59	0,68	3,91	0,047

табл.7

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	л.л.п	Сумма
подрайон							
12,81	21,12	0,39	0,03	0,011	0,07	0,67	99,63
11,52	10,72	1,41	1,16	0,017	0,06	1,85	99,55
11,95	2,18	0,56	7,00	0,028	0,20	3,20	99,60
6,65	9,13	2,62	0,68	0,068	0,05	1,35	99,95
5,46	1,84	0,24	0,30	0,060	0,03	0,15	100,35
11,83	0,57	0,20	8,22	0,038	0,14	2,65	99,60
3,82	3,76	2,62	1,56	0,230	0,05	0,90	100,10
4,37	1,06	0,20	0,35	0,042	-	0,34	100,39
12,26	0,26	0,50	7,90	0,024	0,16	2,60	99,50
2,04	2,10	3,13	2,56	0,053	1,50	1,13	99,77
17,69	0,37	0,03	0,05	0,009	0,04	0,50	100,02
13,05	19,86	0,50	0,05	0,021	-	-	99,22
5,42	6,32	3,51	0,63	0,139	0,25	0,61	99,67
5,33	1,53	0,20	0,27	0,026	0,02	0,22	100,27
15,35	0,13	0,09	0,24	0,016	0,16	1,06	100,04
13,30	0,49	0,34	7,92	0,019	0,22	3,00	99,62
4,00	2,81	3,22	3,34	0,031	0,20	1,75	99,58
5,00	1,53	0,13	0,30	0,027	0,01	0,09	99,90
16,55	0,13	0,07	0,16	0,015	0,41	1,13	99,75
13,45	0,74	0,45	7,34	0,017	0,10	2,70	99,68
3,54	3,10	3,59	1,62	0,063	0,20	1,55	99,97
13,36	0,78	0,68	0,65	0,130	0,28	0,72	99,68
11,30	1,04	0,66	7,17	0,239	0,10	2,17	99,72
5,00	5,54	4,35	1,76	0,672	0,15	0,89	99,65
16,11	0,74	0,16	0,12	0,025	-	0,32	100,24
13,40	0,76	0,60	7,98	0,061	0,20	1,55	99,78
3,76	4,74	4,13	1,46	0,347	0,20	1,05	99,58
14,48	0,86	0,26	0,20	0,063	0,39	1,77	99,52
12,01	0,89	0,30	8,30	0,063	0,43	2,76	99,60
2,45	4,21	2,81	1,04	0,221	0,15	0,99	99,88
20,30	0,96	-	-	-	-	-	97,25
11,90	0,53	0,24	3,22	0,110	0,50	2,80	99,65
0,36	3,01	3,66	3,15	0,164	0,15	1,17	99,61
19,03	1,31	0,11	0,13	0,032	0,22	1,18	99,62
12,53	0,85	0,82	7,56	0,028	-	-	96,18
1,22	3,64	3,89	2,89	0,103	0,15	0,76	99,30
5,14	1,33	0,09	0,16	0,352	-	0,18	100,36
11,50	0,58	0,43	7,70	0,041	0,05	2,62	99,50
1,54	1,99	3,44	4,67	0,074	0,15	0,84	99,89
7,70	0,79	0,07	0,13	0,076	0,03	0,53	100,29
13,98	0,99	0,45	7,85	0,036	0,46	2,64	99,60
2,12	2,18	3,12	2,33	0,075	0,13	0,86	100,09

Продолжение

№ п/п	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
29	Гранат	40,14	0,45	21,27	2,52	25,49	0,299
	Биотит	40,04	4,93	15,70	2,68	9,42	0,036
	Порода	64,00	0,67	16,72	1,09	5,83	0,070
30	Гранат	39,62	0,12	20,58	2,66	29,99	0,599
	Биотит	37,25	3,60	18,57	4,45	13,28	0,052
	Порода	65,65	0,56	16,10	0,46	5,31	0,068
31	Гранат	40,02	0,11	20,71	1,98	30,20	0,749
	Биотит	39,60	2,89	17,95	3,90	13,14	0,03
	Порода	66,05	0,54	15,61	0,98	4,64	0,069
32	Гранат	38,54	0,12	20,81	0,92	32,86	0,04
	Порода	66,51	0,55	16,21	2,10	3,51	0,07
33	Гиперстен	49,45	0,11	2,16	2,85	28,78	0,204
	Диопсид	52,50	0,05	0,74	4,02	12,08	0,108
	Порода	47,80	0,09	1,77	29,66	15,91	0,040
Приднепровский							
34	Гиперстен	53,12	0,12	0,93	0,48	20,11	0,50
	Диопсид	52,40	0,05	1,30	1,08	5,89	0,20
	Роговая обманка	49,57	0,65	6,09	2,20	7,70	0,15
	Биотит	38,52	3,42	15,58	2,21	9,19	0,06
	Порода	46,52	1,08	7,74	4,31	8,33	0,20
35	Гиперстен	48,00	0,15	0,82	0,16	23,07	0,45
	Роговая обманка	43,68	1,90	11,83	1,53	8,33	0,10
	Порода	44,20	1,45	9,04	1,78	13,68	0,24
36	Диопсид	52,04	0,15	1,40	1,32	7,47	0,49
	Роговая обманка	44,92	0,84	9,80	6,60	7,54	0,31
	Биотит	37,35	3,54	15,36	1,73	12,50	0,15
	Порода	53,18	0,64	13,70	4,02	4,49	0,23
	Гранат	38,43	0,10	20,52	0,21	32,00	0,76
37	Гиперстен	46,88	0,32	5,55	1,70	27,50	0,32
	Биотит	36,16	2,55	16,59	2,07	15,60	0,02
	Порода	58,33	0,67	16,57	1,20	5,39	0,05
	Гиперстен	46,04	0,28	3,16	2,36	31,68	0,71
38	Роговая обманка	41,00	1,57	8,19	5,57	16,56	0,15
	Порода	66,83	1,01	13,98	2,06	3,89	0,08
	Гранат	38,92	0,05	21,49	0,82	26,94	0,41
39	Гиперстен	50,49	0,13	6,15	1,03	21,54	0,17
	Биотит	39,07	4,40	16,98	1,14	11,57	Следы
	Порода	67,51	0,72	13,29	1,05	4,55	-
	Гранат	38,97	0,14	21,83	1,43	25,32	1,96
40	Гиперстен	48,77	0,18	5,32	2,72	21,29	0,56
	Биотит	37,51	4,27	16,85	1,63	11,49	0,06

табл.7

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	п.п.п.	Сумма
8,00	0,98	0,22	0,30	0,042	0,12	0,43	100,22
15,20	0,37	0,24	8,31	0,015	0,24	2,85	99,95
2,93	1,95	3,01	2,00	0,073	0,23	1,28	99,90
5,13	0,86	0,17	0,23	0,055	-	0,12	100,30
10,18	0,37	0,24	8,52	0,025	0,47	3,24	99,87
2,27	1,58	2,95	3,02	0,095	0,02	1,23	99,64
4,25	0,98	0,24	0,39	0,049	-	0,21	100,08
10,07	0,37	0,53	7,76	0,025	0,26	3,23	99,88
2,19	2,19	3,08	2,83	0,132	0,20	1,81	99,91
4,47	1,33	0,26	0,20	-	0,07	0,17	100,32
2,25	2,07	3,12	3,39	-	0,11	0,53	100,42
15,05	0,86	0,03	0,10	0,014	0,08	0,50	100,27
11,24	18,08	0,20	0,05	0,007	0,20	0,92	100,05
2,10	1,82	0,16	0,05	0,144	0,08	0,14	100,06
подрайон							
23,00	1,26	0,10	0,10	-	0,20	0,49	100,41
16,04	22,40	0,40	0,10	-	0,12	0,43	100,41
17,03	12,30	1,10	0,50	-	0,04	2,10	100,33
18,58	0,84	0,20	9,28	-	0,08	1,60	99,71
18,64	6,77	0,50	5,28	0,09	0,31	1,34	99,49
26,65	0,64	0,05	0,10	-	-	0,10	100,19
16,10	12,04	2,25	1,00	-	-	1,39	100,27
17,30	8,82	1,60	0,70	-	0,07	0,62	100,24
14,00	22,44	0,40	0,10	-	0,04	0,56	100,41
14,04	12,16	1,34	1,10	-	0,08	1,50	100,39
16,20	0,84	0,20	8,80	-	0,12	2,73	99,72
7,60	10,70	3,40	1,10	0,10	0,82	0,06	100,46
5,81	1,80	0,16	0,15	-	0,04	0,36	100,34
15,70	0,14	0,14	0,08	-	0,04	2,23	100,40
14,50	0,07	0,40	9,00	-	0,16	2,57	99,69
3,40	4,48	3,15	4,00	0,58	0,10	0,57	99,54
13,90	1,47	0,10	0,10	0,08	0,30	0,24	100,42
10,90	11,41	1,40	1,40	0,08	0,22	1,96	100,41
1,21	3,22	3,14	3,50	0,28	0,10	0,40	100,05
9,21	1,12	0,45	0,17	-	0,06	0,57	100,21
17,35	1,40	0,30	-	0,04	0,18	1,39	100,17
15,29	0,70	0,50	8,60	-	0,04	1,49	99,78
4,14	3,08	3,50	1,01	0,08	0,31	0,75	100,58
8,28	0,70	0,18	0,18	0,09	0,08	0,73	99,89
19,13	0,14	0,14	0,14	0,05	0,14	1,27	99,85
15,50	0,32	0,50	8,94	-	0,20	2,23	99,72

Продолжение

№ п/п	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
41	Кордиерит	45,05	0,02	52,63	0,10	5,07	0,14
	Порода	75,80	0,23	12,90	0,55	2,02	0,05
	Гранат	33,21	0,05	21,02	0,04	33,95	0,70
	Биотит	34,89	3,72	20,94	1,23	18,20	0,03
42	Кордиерит	52,61	-	27,57	0,81	4,57	0,04
	Порода	59,41	0,64	18,55	0,23	6,72	0,06
	Гранат	37,69	0,10	20,73	0,44	34,11	0,52
	Биотит	35,52	3,45	21,83	2,22	17,31	0,05
43	Кордиерит	45,65	0,05	32,02	0,18	6,66	0,07
	Порода	67,43	0,48	15,24	0,48	5,20	0,04
	Гиперстен	49,80	0,26	1,18	1,63	23,26	0,61
	Диопсид	50,40	0,34	1,79	1,41	11,49	0,19
44	Биотит	37,25	4,52	19,94	1,61	15,08	0,05
	Порода	59,25	0,54	17,26	0,64	4,95	0,05
	Роговая обманка	39,80	1,30	10,70	3,32	24,59	0,22
	Биотит	35,92	1,97	16,39	1,09	25,26	0,03
45	Порода	69,14	0,32	12,58	1,33	4,63	0,04

Среднебугский

Гайворонский

45	Гранат	38,62	0,10	19,52	2,03	26,37	0,94
	Гиперстен	50,10	0,20	0,28	0,77	29,27	0,60
	Диопсид	50,95	0,27	1,86	2,22	10,41	0,28
	Роговая обманка	41,98	1,90	10,44	5,46	13,79	0,17
46	Порода	46,00	1,75	14,97	1,38	11,99	0,26
	Гранат	37,92	0,15	21,36	0,17	26,29	0,70
	Гиперстен	51,00	0,13	1,38	0,87	24,43	0,40
	Диопсид	51,09	0,25	2,47	2,74	8,33	0,18
47	Порода	44,87	1,10	10,09	5,97	14,22	0,21
	Гранат	37,78	0,15	21,01	0,37	26,29	0,77
	Гиперстен	50,47	0,13	1,53	0,77	26,58	0,49
	Диопсид	50,59	0,30	2,52	3,29	8,19	0,16
48	Порода	45,40	2,60	16,00	2,22	12,21	0,24
	Гранат	33,43	0,15	21,99	0,19	23,78	0,47
	Гранат	36,22	0,14	21,59	0,79	24,65	1,27
	Гранат	38,65	0,11	21,20	0,79	26,20	0,51
50	Биотит	35,90	5,71	14,27	2,65	11,21	0,01

Голованевский

51	Гранат	33,27	0,15	18,50	2,03	30,24	1,16
	Гиперстен	47,71	0,23	1,65	1,07	35,05	0,60
	Диопсид	50,33	0,27	0,31	3,39	15,66	0,23
	Роговая обманка	40,68	2,45	9,37	6,82	17,24	0,17

табл. 7

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	п. п. п.	Сумма
10,09	0,49	0,40	0,20	-	0,14	3,00	100,33
3,20	1,42	1,00	1,60	0,03	0,20	0,78	100,18
4,61	0,84	0,16	0,10	-	0,04	0,15	99,87
7,41	0,32	0,10	9,90	0,04	0,06	3,01	99,85
4,47	2,00	2,14	2,00	0,07	0,16	3,81	100,35
3,42	2,34	3,89	2,20	0,12	0,24	1,30	100,22
4,52	0,88	0,13	0,12	-	0,10	0,87	100,31
6,47	0,25	0,15	9,70	0,07	0,06	2,86	99,94
7,13	0,35	0,23	0,72	-	0,30	6,74	100,12
2,52	1,64	3,37	1,95	0,30	0,20	1,60	100,12
15,04	1,37	-	-	0,10	0,09	2,82	100,26
10,97	21,98	0,50	-	0,06	0,11	0,94	100,18
8,34	1,37	0,10	9,70	0,09	0,23	2,12	99,88
3,53	5,53	4,18	2,67	0,37	0,23	0,57	99,77
5,04	10,06	1,40	1,44	-	-	1,85	100,32
5,62	0,52	0,10	8,22	0,02	0,12	2,93	100,24
0,50	2,45	2,70	3,78	0,20	0,25	1,54	99,56

подрайон

блок

0,21	6,10	0,14	0,04	He	опр.	-	0,31	100,40	
17,13	1,02	0,50	0,00	"	"	0,02	1,18	100,05	
12,58	20,29	0,64	0,04	"	"	0,02	0,90	100,46	
10,95	10,57	2,00	0,61	0,01	0,04	1,82	99,74		
7,64	12,57	1,77	0,24	0,13	0,02	0,69	100,39		
5,93	6,72	0,15	0,04	He	опр.	0,02	0,78	100,23	
19,07	1,16	0,30	0,00	"	"	0,02	1,18	99,94	
13,18	20,50	0,64	0,00	"	"	He	опр.	1,03	100,41
10,69	10,02	1,29	0,66	0,06	0,06	0,96	100,40		
6,61	6,86	0,24	0,08	He	опр.	0,02	0,73	100,31	
17,24	1,48	0,30	0,00	"	"	0,26	0,85	100,15	
13,03	20,20	0,88	0,04	0,01	0,02	1,03	100,26		
6,62	9,24	2,73	0,56	0,38	0,02	0,63	100,39		
11,60	2,32	0,20	0,05	0,04	0,00	1,29	100,49		
11,90	2,19	0,08	0,06	0,03	0,00	1,67	100,58		
9,33	2,01	0,21	0,02	He	опр.	0,17	0,74	100,24	
16,85	0,07	0,38	9,05	-	0,64	2,93	99,79		

блок

3,00	6,09	0,26	0,06	0,03	0,00	0,27	100,06	
11,36	1,10	0,30	0,60	He	опр.	0,06	1,18	100,41
9,53	18,96	0,52	0,04	0,01	He	опр.	1,19	100,49
3,19	10,15	1,44	1,41	0,03	"	2,12	100,07	

№ п/п	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
52	Гранат	41,22	0,15	19,25	3,18	26,38	0,535
	Гиперстен	48,10	0,10	0,94	4,61	36,77	0,439
	Биотит	37,90	1,04	12,94	7,85	22,30	0,08
	Порода	52,21	0,28	7,27	4,82	26,09	0,533
53	Гранат	40,30	0,12	20,01	1,79	27,09	0,86
	Биотит	33,92	5,36	15,43	3,96	20,65	0,029
	Порода	59,00	1,16	15,20	2,13	10,53	0,231
	Гранат	40,32	0,150	20,50	2,05	30,02	0,128
54	Биотит	36,24	3,88	18,52	2,38	14,44	0,056
	Порода	59,82	0,46	16,97	1,09	13,04	0,074

Южная часть

55	Гранат	38,99	0,03	18,53	5,96	18,29	8,30
	Гиперстен	49,06	0,02	2,36	6,09	25,37	3,48
	Диопсид	50,81	0,02	2,01	4,38	10,40	1,70
56	Гранат	39,26	0,04	22,24	5,02	22,87	0,665
	Гиперстен	50,31	0,15	4,42	4,26	21,88	0,338
	Биотит	37,59	4,49	17,16	2,97	11,83	0,037
57	Гиперстен	49,33	0,13	2,43	4,71	27,62	0,681
	Роговая обманка	42,65	2,17	11,19	5,07	15,06	0,201
	Биотит	35,73	5,12	14,97	5,83	16,50	0,082
58	Гиперстен	48,59	0,15	2,14	4,09	28,42	1,05
	Биотит	35,54	4,68	14,60	6,41	15,56	0,137

Примечание. 1 - чарнокит (Gr+Pm+Po+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.2644, с.Новая Рудня, р.Тетерев, обн.Б-1, коллекция И.Б.Шербакова; 2 - плагиоچارнокит (Gr+Pm+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.2653, с.Пололанцы, р.Тетерев, обн.Б-7, коллекция И.Б.Шербакова; 3 - плагиогнейс (Gr+Bi+Pl+Kв), обр.2670, с.Слобошице, р.Гнилопять, обн.Б-15, коллекция И.Б.Шербакова; 4 - плагиомигматит (Gr+Bi+Si+Pl+Kв), обр.2523, с.Васильевка, междуречье Тни и Тетерева, скв.2134, гл.390,5-392,5 м, коллекция Ю.К.Пийяра; 5 - плагиогнейс (Gr+Bi+Si+Pl+Kв), обр.2524, там же, скв.2134, гл.431,2-452,8 м, коллекция Ю.К.Пийяра; 6 - плагиогнейс (Gr+Bi+Si+Pl+Kв), обр.2521, там же, скв.2134, гл.164,0-168,0 м, коллекция Ю.К.Пийяра; 7 - плагиогнейс (Cu+Bi+Pl+Kв), обр.2651, с.Пололанцы, р.Тетерев, обн.Б-5, коллекция И.Б.Шербакова; 8 - мигматит бердичевский (Gr+Bi+Mu+Pl+Kв), обр.2520, с.Лунай, р.Тетерев, обн.2186, коллекция И.Б.Шербакова; 9 - мигматит бердичевский (Gr+Bi+Mu+Pl+Kш+Kв), обр.2655, г.Чуднов, р.Тетерев, обн.Б-8, коллекция И.Б.Шербакова; 10 - гранит бердичевский (Gr+Bi+Ko+Pl+Kш+Kв), обр.2648, с.Пололанцы, р.Тетерев, обн.Б-4, коллекция И.Б.Шербакова; 11 - гранит бердичевский (Gr+Bi+Mu+Pl+Kш+Kв), обр.2660, с.Дубице, р.Тетерев, обн.Б-10, коллекция И.Б.Шербакова; 12 - плагиогранит (Gr+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.2669, с.Слобошице, р.Гнилопять, обн.Б-14, коллекция И.Б.Шербакова; 13 - гранит бердичевский (Gr+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.2525, с.Пололанцы, обн.101/59, коллекция Н.Ц.Шербака; 14 - гранит (Bi+Mu+Pl+Kш+Kв), обр.2663, с.Лесная Рудня, р.Тетерев, обн.Б-11, коллекция И.Б.Шербакова; 15 - гранит (Bi+Mu+Pl+Kш+Kв), обр.2676,

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	л.п.п.	Сумма
2,33	6,51	0,24	0,42	0,012	-	0,09	100,34
7,72	1,04	0,06	0,10	0,005	0,01	0,48	100,44
6,87	1,11	0,08	6,40	0,012	0,56	3,89	100,10
4,23	2,21	0,13	0,49	0,049	0,05	1,05	100,05
2,25	6,38	0,24	0,25	0,119	-	0,80	100,26
7,59	1,05	0,10	8,30	0,030	0,18	3,29	99,98
2,01	3,43	0,70	1,50	0,383	-	1,30	99,97
4,81	1,05	0,28	0,30	0,050	-	0,49	100,20
11,33	0,49	не опр.	не опр.	не опр.	0,32	2,92	-
2,80	1,65	1,70	1,26	0,067	0,10	0,84	99,96

Среднего Побужья

2,61	5,69	0,06	0,09	0,012	-	1,29	99,87
12,29	1,15	0,03	0,09	0,08	0,08	0,01	99,83
10,76	19,32	0,13	0,03	0,008	0,14	0,39	99,92
7,81	1,62	0,04	0,09	0,035	-	0,31	99,99
18,25	0,05	0,03	0,09	0,020	0,12	0,26	99,98
13,57	0,16	0,06	8,92	0,06	0,20	2,61	99,52
14,11	0,66	0,03	0,03	0,014	0,06	0,22	99,94
8,96	9,80	1,28	1,42	0,015	не обн.	1,89	99,74
7,96	0,06	0,03	8,97	0,007	0,36	2,91	99,51
14,88	0,18	0,03	0,05	0,028	0,15	0,60	100,23
11,12	0,37	0,03	8,54	0,092	0,58	2,90	99,97

с.Корчак, р.Тетерев, коллекция И.Б.Шербакова; 16 - кристаллославец (Gr+Pm+Po+Bi+Pl+Kв), обр.ДБ-14, с.Ширмовка, скв.3707, гл.122,0-127,0 м, коллекция В.В.Зюльце; 17 - гнейс (Gr+Pr+Bi+Mu+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-13, с.Белиловка, обн.835, коллекция В.В.Зюльце; 18 - гнейс (Gr+Pr+Bi+And+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-11, г.Турбос, скв.3962, гл.30,0-33,7 м, коллекция В.В.Зюльце; 19 - гнейс (Pr+Pm+Po+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-19, с.Зозов, скв.3718, гл.52,7-55,8 м, коллекция В.В.Зюльце; 20 - винницит (Gr+Pr+Bi+Pl+Ko+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-8, с.Сальник, скв.1635, гл.109,0-111,0 м, коллекция В.В.Зюльце; 21 - винницит (Gr+Pr+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-3, с.Кордеивка, скв.4090, гл.55,0-57,2 м, коллекция В.В.Зюльце; 22 - эндробит (Gr+Pr+Bi+Pl+Kв), обр.ДБ-20, с.Витава, р.Южный Буг, обн.201, коллекция В.В.Зюльце; 23 - эндробит (Gr+Pr+Bi+Pl+Kв), обр.ДБ-1, с.Напаловка, скв.4007, гл.72,0-72,4 м, коллекция В.В.Зюльце; 24 - эндробит (Pr+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-17, с.Вербовка, скв.3712, гл.44,0-45,8 м, коллекция В.В.Зюльце; 25 - чарнокит (Gr+Pr+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-18, там же, скв.3806, гл.23,5-26,0 м, коллекция В.В.Зюльце; 26 - чарнокит (Pr+Pm+Bi+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-7, с.Сальник, скв.1636, гл.57,0-60,0 м, коллекция В.В.Зюльце; 27 - плагиогранит (Gr+Bi+Pl+Kв), обр.ДБ-22, с.Витава, обн.201, коллекция В.В.Зюльце; 28 - мигматит (Gr+Bi+Pl+Kв), обр.ДБ-23, с.Лотуш, обн.182, коллекция В.В.Зюльце; 29 - гранит (Gr+Bi+Pl+Kш+Kв+Гц), обр.ДБ-4, с.Иванов, скв.3907, гл.27,0-31,0 м, коллекция В.В.Зюльце; 30 - гранит (Gr+Bi+Ko+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-12, с.Белиловка, обн.835, коллекция В.В.Зюльце; 31 - гранит (Gr+Bi+And+St+Pl+Kш+Kв), обр.ДБ-2, с.За-

диванщина, скв.3909, гл.60,0-63,0 м, коллекция В.В.Зюльцле; 32 - гранит (Gr+Bi+Pl+Kv), обр.2510, с.Верховня, скв.5711, гл.51,6-52,0 м, коллекция В.В.Зюльцле; 33 - кварцит (Pr+Pm+Kv+Mt), обр.15-15, с.Шармовка, скв.3707, гл.254,5-257,0 м, коллекция В.В.Зюльцле; 34 - амфиболит (Pr+Pm+Po+Bi+Pl+Kv), обр.С-138/1, с.Раковец, р.Днестр, скв.138, гл.333,4-335,9 м, коллекция В.М.Венидиктова; 35 - амфиболит (Pr+Pm+Po+Bi+Pl), обр.185а, с.Ма-зуровка, р.Мурафа (Венидиктов, 1975); 36 - кристаллосланец (Pm+Po+Bi+Pl+Kv), обр.С-138/9, с.Раковец, р.Днестр, скв.138, гл.392 м, коллекция В.М.Венидиктова; 37 - чарнокит (Gr+Pr+Bi+Pl+Kv), обр.140/1, с.Ивашков, р.Дозовая (Венидиктов, 1966); 38 - чарнокит (Pr+Po+Pl+Kv), обр.200, с.Скалополь, р.Мурафа (Венидиктов, 1976); 39 - гнейс (Gr+Pr+Bi+Pl+Kv), обр.136/1, с.Ше-сташковка, р.Мурафа (Венидиктов, 1968); 40 - гнейс (Gr+Pr+Bi+Kv+Pl+Kv), обр.222/2, с.Саинка, р.Мурафа (Венидиктов, 1971); 41 - гнейс (Gr+Bi+Kv+Pl+Kv), обр.172/15, с.Ровно, скв.14761, гл.260,0-264,0 м (Венидиктов, 1978); 42 - гнейс (Gr+Bi+Kv+Pl+Kv), обр.172, там же, скв.14761, гл.78,0-79,0 м, коллекция В.М.Венидиктова; 43 - гнейс (Pr+Pm+Bi+Pl+Kv), обр.180/3, с.Воеводичинцы, р.Дерло, скв.14277, гл.75,0-77,0 м (Венидиктов, 1968); 44 - гранит (Po+Bi+Fa+Pl+Kv+Mt+Xl), обр.205/6, с.Шуры, р.Куболта, скв.205, гл.502,8 м, коллекция В.М.Венидиктова; 45 - габбро (Gr+Pr+Pm+Po+Pl), обр.48/29, г.Гайворон, р.Южный Буг, коллекция А.Л.Литвина; 46 - габбро (Gr+Pr+Pm+Po+Pl), обр.119/39, с.Завалье, р.Южный Буг, коллекция А.Л.Литвина; 47 - габбро (Gr+Pr+Pm+Po+Pl), обр.85/30, с.Буговое, р.Южный Буг, коллекция А.Л.Литвина; 48 - гранулит (Gr+Si+Pl+Or+Kv+Gf), обр.10, г.Гайворон, р.Южный Буг (Шербаков, 1975); 49 - гранулит (Gr+Si+Or+Kv+Gf), обр.49, с.Завалье, р.Южный Буг (Шербаков, 1975); 50 - гнейс (Gr+Bi+Pl+Or+Kv), обр.171, с.Хашеватое, р.Южный Буг (Шербаков, 1975); 51 - габбро (Gr+Pr+Pm+Po+Bi+Pl), обр.135/47, с.Красенькое, р.Южный Буг, коллекция А.Л.Литвина; 52 - кварцит (Gr+Pr+Pm+Bi+Kv+Mt), обр.39, с.Молдовка, скв.18374, гл.78,5-79,5 м, коллекция В.В.Зюльцле; 53 - плагиогнейс (Gr+Bi+Pl+Kv), обр.40, там же, скв.18374, гл.122,5-124,5 м, коллекция В.В.Зюльцле; 54 - мигматит (Gr+Bi+Pl+Kv), обр.45, там же, скв.18376, гл.60,5-62,5 м, коллекция В.В.Зюльцле; 55 - кристаллосланец (Gr+Pr+Pm+Mt), обр.54-40, пгт Брадиенка, скв.53, гл.190,0 м, коллекция Г.А.Шварца; 56 - плагиогнейс (Gr+Pr+Bi+Pl), обр.79-17, с.Ново-алексеевка, скв.79, гл.216,0 м, коллекция Г.А.Шварца; 57 - эн-дербит (Pr+Po+Bi+Pl+Kv), обр.82-4, с.Брасовка, скв.82, гл.140,0 м, коллекция Г.А.Шварца; 58 - эндербит (Pr+Bi+Pl+Kv), обр.АК-2, с.Александровка, коллекция Г.А.Шварца. Кроме того, установле-но в анализах (%): 1 (биотит) - F 0,28; S₂ 0,03; 1 (порода) - S₂ 0,08; 2 (биотит) - F 0,16; S₂ 0,03; 2 (порода) - S₂ 0,09; 3 (био-тит) - F 0,18; 3 (порода) - S₂ 0,02; 4 (биотит) - F 0,20; 5 (био-тит) - F 0,18; 7 (биотит) - F 0,10; S₂ 0,02; 7 (порода) - S₂ 0,44; 8 (биотит) - F 0,16; 9 (биотит) - F 0,20; S₂ 0,02 9 (му-сковит) - F 0,16; 9 (порода) - S₂ 0,15; 10 (биотит) - F 0,20; 10 (порода) - S₂ 0,31; 11 (биотит) - F 0,18; S₂ 0,02; 11 (мусковит) - F 0,08; 11 (порода) - S₂ 0,06; 12 (биотит) - F 0,12; S₂ 0,01; 13 (биотит) - F 0,05; 14 (биотит) - F 0,17; S₂ 0,02; 14 (порода) - S₂ 0,02; 15 (биотит) - F 0,20; S₂ 0,08; 15 (порода) - S₂ 0,04; 16 (диопсид) - S₂ 0,06; 16 (роговая обманка) - S₂ 0,03; 16 (био-

тит) - S₂ 0,16; 16 (порода) - S₂ 0,47; 17 (гранат) - S₂ 0,05; 17 (биотит) - S₂ 0,19; 17 (порода) - S₂ 0,11; 18 (гранат) - S₂ 0,02; 18 (биотит) - S₂ 0,03; 18 (порода) S₂ 0,03; 19 (гиперстен) - S₂ 0,03; 19 (порода) - S₂ 0,10; 20 (гранат) - S₂ 0,02; 20 (гипер-стен) - S₂ 0,10; 20 (биотит) - S₂ 0,14; 20 (порода) - S₂ 0,21; 21 (гранат) - S₂ 0,04; 21 (гиперстен) - S₂ 0,03; 21 (биотит) - S₂ 0,20; 21 (порода) - S₂ 0,57; S 0,23; 22 (гиперстен) - S₂ 0,10; 22 (биотит) - S₂ 3,84; S 1,53; 22 (порода) - S₂ 0,21; 23 (гипер-стен) - S₂ 0,11; 23 (биотит) - S₂ 0,06; 23 (порода) - S₂ 0,12; 24 (гиперстен) - S₂ 0,04; 24 (биотит) - S₂ 0,06; 24 (порода) - S₂ 0,06; 25 (биотит) - S₂ 0,09; 25 (порода) - S₂ 0,23; 26 (гипер-стен) - S₂ 0,09; 26 (биотит) - S₂ 0,17; 26 (порода) - S₂ 0,17; 27 (гранат) - S₂ 0,30; 27 (биотит) - S₂ 0,53; S 0,21; 27 (порода) - S₂ 0,16; 28 (гранат) - S₂ 0,02; 28 (биотит) - S₂ 0,12; 28 (поро-да) - S₂ 0,020; 29 (гранат) - S₂ 0,08; 29 (биотит) - S₂ 0,12; 29 (порода) - S₂ 0,28; 30 (гранат) - S₂ 0,18; 30 (биотит) - S₂ 0,10; 30 (порода) - S₂ 0,34; 31 (гранат) - S₂ 0,20; 31 (биотит) - S₂ 0,39; 31 (порода) - S₂ 0,29; 33 (гиперстен) - S₂ 0,17; 33 (поро-да) - S₂ 0,38; 35 (роговая обманка) - S₂ 0,20; 35 (порода) - S₂ 0,11; 36 (роговая обманка) - F 0,16; 36 (биотит) - F 0,20; 37 (порода) - S₂ 0,33; CO₂ 0,52; 38 (порода) - CO₂ 0,29; 40 (биотит) - F 0,38; 40 (порода) - CO₂ 0,50; 44 (биотит) - F 1,38; S 0,10; 44 (порода) - S₂ 0,10; 45 (порода) - S₂ 0,01; CO₂ 0,47; 46 (порода) - S₂ 0,03; CO₂ 0,23; 47 (порода) - S₂ 0,03; CO₂ 0,51; 50 (биотит) - F 0,12; 52 (гранат) - S₂ 0,02; 52 (биотит) - S₂ 0,14; 52 (порода) - S 0,69; 53 (гранат) - S₂ 0,05; 53 (биотит) - S₂ 0,27; 53 (порода) - S 0,50; 54 (гранат) - S₂ 0,09; 54 (порода) - S₂ 0,20; 55 (гра-нат) - S₂ 0,02; 55 (гиперстен) - S₂ 0,02; 55 (ционсид) - S₂ 0,02; 56 (гранат) - S₂ 0,02; 56 (гиперстен) - S₂ 0,02; 56 (биотит) - S₂ 0,12; 57 (гиперстен) - S₂ 0,04; 57 (роговая обманка) - S₂ 0,04; 57 (биотит) - F 0,29; S₂ 0,04; BaO 1,05.

пература 890-360 К, давление 3-5·10⁸ Па. Границы высокой и низкой субфаций проведены по изовраде исчезновения в бердичевских гранитах кордиерита, а также по геотермометрии (см.табл.6).

В направлении на север и северо-восток в пределах низкой амфиболитовой суфации в бердичевских гранитах происходят изменения минерального состава, и они постепенно переходят в житомирские граниты. Соотношение этих двух типов гранита имеет важное значение для петрологии щита, поэтому мы попытались проследить зону перехода по обнажениям рек Тетерева и Гнилопяти.

Сначала в бердичевских гранитах исчезает кордиерит и появляется вторичный мусковит (еще в пределах зоны З.2), затем постепенно исчезает гранат, появляется таблитчатый мусковит и снижается содержание биотита. Интересно, что, судя по гравиметрическим данным, гранат еще встречается в бердичевских гранитах ниже уровня эрозионного среза, когда в обнажениях его уже нет. Параллельно возрастает содержание калиевого полевого шпата, увеличивается степень его упорядоченности, снижается основность плагиоклаза, изменяется состав фемических минералов, химический состав гранитов, набор и содержание аксессуарных минералов. Многие изменения в минеральном составе приурочены к изограде массового развита граната.

В составе граната отчетливо проявляется тенденция к увеличению содержания спессартина от 4 до 8%, известковистого компонента от 0,5 до 4,6% и уменьшению пироба. Железистость биотита заметно изменяется возле изограды исчезновения граната — от 51–55 южнее ее до 59–60 севернее. Состав плагиоклаза изменяется соответственно от № 25–32 до № 20–21. Температура, определенная по биотит-гранатовому геотермометру, составляет 875–920 К. Согласно расчету дискриминантных функций по парам биотит — гранат (Ушакова, 1971), степень метаморфизма изменяется от амфиболитовой в южной части гранатовой зоны до эпидот-амфиболитовой фации в районе изограды граната. Примерно такова же смена фаций, рассчитанная по составам биотита. Состав граната в ксенолите гранат-биотитового плагиогнейса и вмещающем бердичевском граните совершенно одинаков, что вообще характерно для всех гранитов бердичевского типа.

Мусковит в парагенезисе с биотитом и гранатом имеет такой состав: железистость 64–65, фенгитовость 11–12,6, содержание парагонита 5,7–6,7% (см. табл. 6). Верхний предел устойчивости мусковита, согласно данным С. П. Кориковского (1973), составляет в зависимости от давления 880–930 К; состав анализированного мусковита отвечает мусковит-ортоклазовой субфации.

Калиевый полевой шпат в типичных бердичевских гранитах представлен ортоклазом разной упорядоченности. В пределах высокой амфиболитовой фации он иногда имеет несовершенную решетку, далее к северу повсюду решетчатый. Интенсивность рентгеновской термолуминесценции калиевого полевого шпата ($I_{\text{ргл}}$) изучена Т. А. Рокачук. Согласно ее измерениям, $I_{\text{ргл}}$ калиевого полевого шпата в зоне З.2 несколько ниже величины, характерной для типичных бердичевских гранитов — 1500 условных единиц. На уровне изограды муско-

вита заметно снижается I_{PTD} и далее во всей зоне З.І эта величина близка к 10 000. Важная особенность всех калиевых полевых шпатов подрайона – наличие дополнительного пика на кривой термовысвечивания (ТВ), значение которого на северо-востоке достигает величины основного пика. Как было показано ранее (например, Рокачук, Щербаков, 1974), кривые ТВ калиевых полевых шпатов типичных бердичевских гранитов характеризуются одним максимумом (І тип кривой ТВ), житомирских гранитов и собитов – двумя часто равновеликими максимумами (ІІ тип), уманских гранитов – тремя и более максимумами (ІІІ тип). Было высказано предположение, что дополнительные высокотемпературные максимумы отражают более поздние события в эволюции щелочных полевых шпатов. Для калиевых полевых шпатов собитов предполагается, в частности, два таких события: образование интрузивных пород чарнокитового типа и их переработка в процессе диафтореза. По аналогии с собитами можно допустить, что гранитоиды Букинского подрайона также участвовали в двух событиях. Поскольку микродефектные свойства калиевых полевых шпатов фиксируются лишь при условии сохранения структуры минерала, из этого вытекает, что появление дополнительных центров термолюминесценции (ТЛ) следует связывать с диафторической переработкой гранитов в твердом состоянии.

Минеральные превращения в гранитах не сопровождаются существенным изменением химического состава, за исключением явного увеличения железистости в направлении с юга на север. Сравнение составов гранитов зоны З.І со средними составами бердичевских и житомирских гранитов (Щербак, 1975) показывает, что почти все они по составу могут рассматриваться как бердичевские. Отметим, что почти повсюду сохраняется характерная blastoclastic структура бердичевских гранитов и лишь на крайнем севере она сменяется гипидиоморфнозернистой структурой житомирских гранитов.

В районе изограды граната изменяется содержание акцессорных минералов: возрастает в среднем количество циркона, апатита и монацита.

Метаморфические породы северной половины подрайона относятся к тетеревской серии нижнего протерозоя и разделяются на три свиты (снизу вверх): виленскую (плаггиогнейсы и гнейсы биотитовые, гранат-графит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, в верхней части разреза появляются амфибол-биотитовые плаггиогнейсы и амфиболиты); кочеровскую (амфиболиты, биотит-амфиболитовые, биотитовые гнейсы и кристаллосланцы,

кальцифидры); городскую (гнейсы и плагиогнейсы биотитовые, дву-
слюдяные, иногда с силлиманитом). Контакты между свитами согласо-
ванные, переходы постепенные. В основу стратиграфического расчлене-
ния тетеревской свиты по схеме УРМСК положены петрографические
признаки. Поскольку они одновременно отражают и условия метамор-
физма, области распространения свит отвечают одновременно и ме-
таморфическим зонам.

В нижней части разреза виленской свиты залегают гранатсодер-
жащие плагиогнейсы, редко гнейсы, обычно с графитом и кордиери-
том, реже - с силлиманитом, андалузитом и шпинелью. Основные па-
рагенезисы этих пород: $\text{Гр}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Гф}$; $\text{Гр}+\text{Ко}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{КШ}+\text{Гф}$;
 $\text{Гр}+\text{Би}+\text{Си}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{КШ}+\text{Гф}$; $\text{Гр}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{КШ}$. Ближе к верхней части раз-
реза гранат появляется все реже и в верхах разреза преобладают
семилелиты биотитплагиоклазового состава. Одновременно появляет-
ся андалузит, а в гранитах - мусковит. Температуры по парам
верхней части разреза 880-905 К (см. табл.6), по расчету дискри-
минантных функций (Ушакова, 1971) - субфации низкая амфиболито-
вая и эпидотамфиболитовая. Силлиманит в гнейсах сноповидный,
андалузит, несомненно, развивается по биотиту. Гранитоиды в раз-
резе виленской свиты представлены типичными бердичевскими гранат-
кордиеритовыми гранитами, биотитовыми, двуслюдяными гранитами и
плагиогранитами.

Метабазиты верхней части разреза виленской свиты представле-
ны биотит-актинолитовыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейса-
ми. Роговая обманка имеет обычно тусклую желтовато-зеленую окрас-
ку, с периферии нередко замещается бесцветным амфиболом.

Таким образом, породы виленской свиты метаморфизованы неод-
наково. Если степень метаморфизма верхов свиты уверенно определя-
ется как низкая амфиболитовая субфация, возможно, с наложенной
эпидот-амфиболитовой фацией (появление андалузита и мусковита), то
наличие парагенезисов $\text{Гр}+\text{Ко}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{КШ}+\text{Кв}$ позволяет относить нижнюю
часть разреза по меньшей мере к высокой амфиболитовой субфации.
К сожалению, данных о составе минералов этой части разреза нет.
В самой нижней части вскрытого профилем скважин разреза вилен-
ской свиты на расстоянии 1-2 м от контакта с диорит-чарнокитами
Букинского плутона установлен роговик состава $\text{Гн}+\text{Ак}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}$. Он
имеет резко выраженную ситовидную структуру, причем мелкие округ-
лые вростки кварца пронизывают все минералы, включая гиперстен
с замещающим его актинолитом. Из этого можно сделать следующие
выводы: уровень метаморфизма пород виленской свиты достигал усло-

вий высокой амфиболитовой или низкой гранулитовой субфации; установлено наложение регрессивного метаморфизма; доказано внедрение Букинского плутона в предварительно метаморфизованную и диафторированную толщу.

Особенностью пород кочеровской свиты является наличие бледно-зеленого или бесцветного амфибола тремолит-актинолитового ряда не только в метабазах, но и в гранодиоритах. Роговая обманка встречается гораздо реже и отличается характерной грязно-голубовато-зеленой окраской. Кальцифиры имеют состав $Ka+Di+Ep+Kv$. В редких прослоях семипелитов нет ни мусковита, ни андалузита, что дает возможность, учитывая состав роговой обманки, относить всю толщу к низкой амфиболитовой субфации.

Городская свита сложена семипелитами, в меньшей мере — метапелитами двуслюдяного состава, т.е. согласно принятой схеме должна быть отнесена к эпидот-амфиболитовой фации.

Букинский плутон имеет в плане асимметричное концентрически зональное строение. В центре плутона вскрыты роговообманковые и гиперстеновые диорит-эндербиты, которые окружены чарнокитами, плагиочарнокитами и биотит-роговообманковыми гранитами. Габбро-нориты с типичной диабазовой структурой слагают мелкие ксенолитоподобные тела среди пород плутона. Все минералы пород плутона имеют свойства, характерные для минералов гранулитовой фации, причем их составы экстремальные (табл.6).

Букинский плутон — наиболее крупный массив комплекса интрузивных чарнокитов; его размеры 8x24 км. К западу от него есть еще несколько небольших массивов (Чарторыйский, Бразинецкий) и совсем небольшие тела в зоне сочленения Волинского и Подольского блоков. Вмещающими для Букинского плутона служат метапелиты виленской свиты. Полным аналогом букинского комплекса в отношении структурного положения, состава пород и вмещающих толщ является умбийский комплекс, развитый в зоне сочленения Кольского и Беломорского блоков (Виноградов, Виноградова, 1975).

Небезынтересно, что с Букинским и другими аналогичными массивами связаны проявления пород гранулитовой фации. Так, в одной из скважин в юго-восточном экзоконтакте плутона в кровле его вскрыт мигматит-плагиочарнокит. В другой скважине, пробуренной в контуре плутона, вскрыты гранатовые мигматит-чарнокиты. Гиперстен-кордиеритовые гнейсы установлены в кровле Чарторыйского массива. Есть основания полагать, что появление на уровне современного эрозионного среза пород явно более высоких фаций (напри-

мер, $Gi+Ko+Gr+Pl+KSh+Kv$ – высокая гранулитовая субфация) обусловлено диапировым механизмом образования массивов интрузивных чарнокитов; высокометаморфизованные породы были, очевидно, захвачены и вынесены интрузией. Букинский и другие тела этого комплекса являются глубинными образованиями, сформировавшимися не выше гиперстен–кордиеритовой субфации гранулитовой фации. Отсутствие находок силлиманита в парагенезисе с гиперстеном свидетельствует, вероятно, об условиях сравнительно низких давлений и высокого градиента температур, т.е. об условиях гранулитовой фации ладожского типа. Наличие высокометаморфизованных пород в связи с Букинским плутоном – важное свидетельство, подтверждающее модель горизонтально–слоистого строения земной коры.

Букинский подрайон в целом представляется как единая структура с метаморфической зональностью, осложненной наложением диафторического метаморфизма и связанными с ним явлениями гранитообразования. Что касается временных взаимоотношений прогрессивного и регрессивного метаморфизма, то здесь возможны два варианта: или регрессивный метаморфизм принадлежит к нисходящей ветви одного и того же этапа, или он связан с более поздним метаморфизмом на уровне эпидот–амфиболитовой фации, в результате которого были метаморфизованы семипелиты городской свиты. Второй вариант менее вероятен по двум причинам. Во–первых, уровень диафторического метаморфизма был выше эпидот–амфиболитовой фации и, во–вторых, толщу городской свиты в таком случае следовало бы относить к иной структурной зоне и иному стратиграфическому подразделению. Геологические разрезы показывают, что это не так: переход от кочеровской свиты к городской постепенный.

Баричевский тип метаморфизма в целом андалузит–силлиманитовый, однако условия регрессивного этапа характеризуются явно более низким давлением. Минеральными выражениями низкого давления являются, в частности, повсеместное развитие андалузита в метапелитах и куммингтонита в metabазитах, парагенезис актинолита с основным плагиоклазом. Понижение давления – характерная особенность регрессивного метаморфизма, по крайней мере всей западной половины щита.

Первичная метаморфическая зональность в подрайоне – следствие вертикальной метаморфической зональности: она проявилась на поверхности в результате наклонного урорня эрозионного среза. Последний, в свою очередь, обусловлен тем, что юго–западная часть щита сравнительно приподнята. Согласно геофизическим дан–

ним (Беланов, 1969), мощность земной коры в западной части щита возрастает с юга на север. Хорошим подтверждением вертикальной метаморфической зональности служат также тела высокометаморфизованных пород в связи с интрузиями чарнокитов Букинского комплекса. Согласно гравиметрическим данным, под безгранатовыми бердичевскими гранитами залегают гранатосодержащие граниты.

Исходя из полученных данных по метаморфизму подрайона можно сделать некоторые выводы по его стратиграфии.

Граниты подрайона, особенно те из них, которые заключены между изоградами сплошного развития и первого появления (исчезновения) граната, принадлежат к более высокому этажу бердичевских гранитов. В качестве субстрата последних принимаются гранат-биотитовые гнейсы днестровско-бугской серии, хотя в этом районе почти нет второго компонента серии — метабазитов. Петрохимически и по уровню метаморфизма гнейсы днестровско-бугской серии вполне сопоставимы с гнейсами виленской свиты, поэтому нет никаких препятствий для отнесения метаморфитов, по крайней мере района г. Бердичева, к низам тетеревской серии. Вместе с тем возраст гранат-биотитовых гнейсов днестровско-бугской серии, по данным Н.П. Щербака, составляет 3200 млн. лет, а гнейсов тетеревской серии — 2300 млн. лет (Каталог изотопных дат, 1978). Известно также, что возраст пород Букинского массива, определенный калий-аргоновым методом по роговой обманке, равен 2080–2330 млн. лет. При этом Букинский плутон интродировал в толщу пород в основном виленской свиты, ранее претерпевших как прогрессивный, так и регрессивный метаморфизм. Отсюда следует, что породы виленской свиты и тетеревской серии в целом или древнее 2330 млн. лет, или виленская свита входит в состав более древней, т.е. днестровско-бугской, серии.

Верхнебугский подрайон

Верхнебугский подрайон включает территорию бассейна верхнего течения Юж. Буга и частично верховья Тетерева. В тектоническом отношении он занимает северную и центральную части Подольского мегаблока. Сеть зон глубинных разломов делит подрайон на блоки: Бердичевский, Винницкий, Хмельницкий.

Хмельницкий и Винницкий блоки преимущественно сложены суперкрустальными и ультраметаморфическими образованиями днестровско-бугской серии и подольского чарнокитового комплекса, метаморфизованными в условиях низкой гранулитовой субфации метамор-

физма. Менее распространены образования высокой амфиболитовой субфации метаморфизма. Бердичевский блок, расположенный к северо-востоку от Хмельникской (Верхнебугской) зоны глубинных разломов, отличается широким развитием высокоглиноземистых гнейсов и гранитоидов, метаморфизованных в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации. Подчиненное положение занимают основные гнейсы и кристаллосланцы и образования по ним чарнокитоиды.

В целом по подрайону намечается приуроченность пород, выделенных Е.М. Лазько и др. (1975), в кальцифир-кристаллосланцевую и кинцигитовую формации с присущими им ультраметаморфитами, соответственно к зонам гранулитового и амфиболитового метаморфизма, что позволяет принять для кинцигитовой формации более высокое стратиграфическое положение по отношению к кальцифир-кристаллосланцевой в разрезе суперкрупных образований Верхнего Побужья.

Для Бердичевского блока, где широко развиты гранатсодержащие гранитоиды с останцами гранат-биотитовых, иногда с кордиеритом, гнейсов, характерно постепенное повышение термодинамических параметров формирования пород по мере приближения к площадям, сложенным пироксеновыми и двупироксеновыми гнейсами, кристаллосланцами и чарнокитоидами.

В зону гранулитовой фации нами включены суперкрупные образования, относимые Н.П. Шербаком (1975) к днестровско-бугской серии и большей частью отвечающие объему кальцифир-кристаллосланцевой формации (Лазько и др., 1975).

Метабазиты представлены двупироксеновыми, редко гиперстеновыми кристаллосланцами, образующими останцы (иногда площадью до 1-3 км²) среди чарнокитоидов подольского комплекса. И мелкие и крупные останцы имеют обычно постепенные переходы к вмещающим их чарнокитоидам, а для крупных тел характерны промежуточные зоны неполной переработки субстрата (теневые чарнокит-мигматиты). Еще более незаметный переход отмечается между реже встречающимися гиперстеновыми гнейсами и чарнокитоидами.

Двупироксеновые кристаллосланцы (табл.8) сложены плагиоклазом состава олигоклаз-андезин, плеохроирующим гиперстеном с железистостью 44-60, диопсидом с железистостью 24-27 (редко до 50). В парагенезис с гиперстеном и диопсидом нередко входит и роговая обманка, обычно зеленовато-бурой окраски. Широкий интер-

Т а б л и ц а 8. Минеральные парагенезисы пород Верхнего Побужья*

Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии Т, К
ДБ-1	Эндербит	Гр+Ги ₅₀ +Би ₄₄ +Пл+Кв	960
ДБ-2	Гранит	Гр ₈₁ +Би ₄₈ +Анд+Ст+Пл+Кш+Кв	885
ДБ-3	Винницит	Гр ₇₈ +Пр ₄₈ +Би ₇₁ +Пл+Кш+Кв	950-1050
ДБ-14	Кристаллосланец	Пр+Пм ₃₀ +Ро ₄₄ +Би ₄₃ +Пл+Кв	945-1070
ДБ-15	Кварцит	Пр ₅₄ +Пм ₅₈ +Кв+Мт	1070
ДБ-4	Гранит	Гр ₆₆ +Би ₃₀ +Пл+Кш+Кв+Гф	920
ДБ-8	Винницит	Гр ₇₄ +Пр ₅₁ +Би ₄₀ +Ко+Шп+Пл+Кш+Кв	910-970
ДБ-7	Чарнокит	Пр ₄₄ +Пм+Би ₆₁ +Пл+Кш+Кв	970
ДБ-11	Гнейс	Гр ₇₉ +Пр+Би ₄₀ +Анд+Пл+Кш+Кв	860
ДБ-13	Гнейс	Гр ₇₆ +Пр+Би ₄₅ +Му+Пл+Кш+Кв	920
ДБ-12	Гранит	Гр ₇₈ +Би ₄₉ +Ко+Пл+Кш+Кв	900
ДБ-17	Эндербит	Пр ₅₂ +Би ₄₆ +Пл+Кш+Кв	965
ДБ-18	Чарнокит	Гр+Пр ₄₀ +Би ₄₆ +Пл+Кш+Кв	1050
ДБ-19	Гнейс	Пр ₄₆ +Пм ₃₂ +Ро+Би+Пл+Кш+Кв	945
ДБ-20	Эндербит	Гр+Пр ₆₁ +Би ₄₈ +Пл+Кв	985
ДБ-22	Плагиогранит	Гр ₇₈ +Би ₄₆ +Пл+Кв	900
ДБ-28	Мигматит	Гр ₆₉ +Би ₃₆ +Пл+Кв	925

* Данные В.В.Зюльце.

вал железистости роговых обманок (25-50), изменение их окраски от буровато-зеленой до синевато-зеленой и неоднозначность их взаимоотношений с пироксенами отражает как условия прогрессивного метаморфизма, так и диафорез метабазитов. Соотношения составов сосуществующих минералов этой ассоциации позволяют допустить возможность трех этапов ее формирования: магматического (температура более 1000-1020 К), прогрессивного метаморфического (температура 940-980 К), регрессивного метаморфического (температура 870-890 К).

Метапелитовые парагенезисы зоны гранулитового метаморфизма распространены ограниченно и представлены в основном равновесием маложелезистого граната (67-70) с биотитом, железистость которого близка к 50. Парагенезис граната ($f = 68$), биотита ($f = 0,65$) и маложелезистого кордиерита ($f = 0,27$) в присутствии калиевого по-

левого шпата и силлиманита известен в районе с. Соломирки и отвечает условиям низкотемпературной ступени гранулитовой фации (температура 940 К). Переход к условиям высокотемпературной ее ступени (температура 970–990 К) фиксируется парагенезисом гиперстена ($f = 45-51$) с очень магнезиальным гранатом ($f = 69-71$) и биотитом ($f = 47-48$) в мигматизированных гнейсах (винницитах) районов с Калиновки, городов Винницы и Гниvani. Парагенезис гиперстена, кордиерита, граната, биотита и силлиманита в присутствии калиевого полевого шпата, отвечающий условиям высокотемпературной ступени гранулитовой фации, установлен в экзоконтакте Бражинецкого массива чарнокитов. И. Б. Щербаков считает эти породы по генезису аналогичными образованиям высокой гранулитовой субфации, приуроченным к экзоконтактовой зоне Букинского чарнокитового массива.

Карбонатные породы в зонах гранулитовой фации образуют иногда мощные (до нескольких сотен метров) и протяженные (до первых километров) пачки среди дупироксеновых кристаллосланцев. Преимущественно это кальцитовые, реже с примесью доломита кальцифиры с рассеянной вкрапленностью силикатных минералов. В бескварцевый парагенезис обычно входят кальцит и диопсид ($f = 10-25$), часто вместе с оливином ($f = 0-15$) и плагиоклазом-андезином. Известны и парагенезисы кальцита с оливином, диопсидом и волластонитом, а также с гроссуляром.

Среди пироксеновых кристаллосланцев Верхнего Побужья нередко находки диопсидовых кристаллосланцев, часто включающих амфибол. Их близость с дупироксеновыми кристаллосланцами и отмечается "реликтовые" температуры (более 1000 К) позволяют считать их производными магматических образований.

Изофациальность формирования эндербитов, винницитов и высокотемпературных разностей бердичевских гранитоидов по отношению к соответствующему метаморфическому субстрату описываемой зоны отражается в их минеральном составе и параметрах химического состава железомagneзиальных минералов. Соотношения составов сосуществующих минералов ультраметаморфитов дают тот же интервал РТ-параметров, что и для суперкристалльных образований зоны: 940–990 К и $7-8 \cdot 10^8$ Па. Ярким примером этого является результат анализа РТ-условий формирования пород в одной из скважин у с. Сальника, вскрывшей гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты, а также виннициты. Железистость граната и биотита из всех пород оказалась

одинаковой (50 и 75), что соответствует температуре 950 К по диаграмме Л.Л.Перчука (1970).

Ультраметаморфическими аналогами пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев являются чарнокитоиды, представленные в основном эндербитами. Плагиоклаз в этих породах имеет состав олигоклаза, реже андезина и антипертитовое строение; железистость гиперстена 35–60, диопсид, не всегда входящий в парагенезис, имеет железистость около 30. Отметим, что в эндербитах в равновесии с диопсидом находятся наиболее железистые разновидности гиперстена. Красноваго-коричневый биотит встречается обычно в незначительных количествах и имеет железистость 46–54, иногда до 70 (в мангероэндербитах в парагенезисе с диопсидом и гиперстеном). Соотношения составов этих минералов, температура формирования эндербитов составляет около 970 К. Появление в парагенезисе микроклин-пертита, характерного для чарнокитовых разностей группы пироксеновых гранитоидов, следует считать результатом проявления диафореза эндербитов в сочетании с процессом кремнекальевого метасоматоза.

Виннициты – гранатовые эндербиты (чарнокиты) по сравнению с безгранатовыми чарнокитоидами распространены более ограниченно. Частая их перемежаемость с гранат-биотитовыми гранитами и мигматитами отмечается в полосе перехода от областей преимущественного развития чарнокитоидов к территориям, где основной петрографический фон составляют бердичевские граниты и мигматиты. Отсутствие реакционных взаимоотношений между упомянутыми ультраметаморфитами, их тесная парагенетическая связь, единые P - T -параметры образования на каждом конкретном участке и встречаемые только в винницитах останцы гранат-гиперстеновых гнейсов свидетельствуют об образовании этих пород одновременно с эндербитами и бердичевскими гранитоидами по субстрату смешанного состава (по толще, сложенной гранат-биотитовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми и гиперстеновыми гнейсами).

Минеральная ассоциация винницитов представлена олигоклазом, гиперстеном ($f = 37-50$), гранатом ($f = 65-70$) и обычно редкими чешуйками красно-бурого биотита ($f = 42-58$). Состав железомagneзиальных минералов позволяет оценить P - T -условия значениями температуры 940–990 К и давления 6,5–8·10⁸ Па.

В гранулитовой зоне метаморфизма парагенезис граната с биотитом (и кордиеритом) распространен ограниченно. При этом гранат в гранитоидах имеет наименее железистый состав по сравнению с гранатами, известными для всего подрайона ($f = 70$).

Зона метаморфизма амфиболитовой фации (высокотемпературная ступень) охватывает территорию, где наблюдается широчайшее развитие гранат-биотитовых, реже гранат-кордиерит-биотитовых гранитов и мигматитов подольского комплекса с останцами гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых и биотитовых гнейсов днестровско-бугской серии.

Наиболее распространенным парагенезисом метапелитов в зоне является ассоциация граната средней железистости (70-80) с биотитом характерной красноватой окраски железистостью 42-50. В более редком парагенезисе граната с биотитом и кордиеритом зафиксировано равновесие этих минералов с соотношением по железистости $Gr:Bi:Co = 83:55:38\%$. В тот и другой парагенезисы входят плагиоклаз, кварц, иногда силлиманит и калиевый полевой шпат, последний обычно в виде интерстиционных пленок.

Состав сосуществующих железомagneзиальных минералов свидетельствует об относительно широком интервале P-T-параметров метаморфизма (температура 910-940 К, давление 4,5-6,5·10⁸ Па по диаграммам Л.Л.Перчука).

Для гнейсов и кристаллосланцев с гиперстеном, залегающих среди пород кинцигитовой формации и соответствующих ей ультраметаморфитов, характерно повышенное содержание магния. Это отражено в составе неплеохроирующего гиперстена, имеющего железистость 35-40 и находящегося в парагенезисе с биотитом ($f = 34-53$), основным плагиоклазом (андезин-лабрадор) и часто со слабоокрашенной роговой обманкой ($f = 19-20$), замещающей его.

Пересчеты химических составов этих пород по различным системам позволяют отнести их к метабазитам (Лазыко и др., 1975). Об этом же свидетельствует большой разброс значений температуры, оцененных по оптическим константам биотита и гиперстена (920-1070 К и более). Судя по отношению железистости амфибола и гиперстена, появление первого связано с процессами диафтореза (температура примерно 870 К).

Среди ультраметаморфитов зоны амфиболитовой фации резко преобладают гранат-биотитовые граниты и мигматиты. Изофациальность их формирования по отношению к субстрату подчеркивается идентичностью минерального состава суперкристалльных и ультраметаморфических образований, близкими параметрами состава сосуществующих минералов в гнейсах и гранитах на каждом конкретном участке и характером переходов от гнейсовых останцов через неполностью пе-

переработанный субстрат (теневые мигматиты) к массивным гранитам. Отдельные наблюдения позволяют сделать предварительный вывод о том, что трансформация гнейсов в гранитоиды происходила при несколько более низких P - T -условиях, чем метаморфизм соответствующих гнейсов. Разрыв составляет по температуре 10–30 К и по давлению $0,5 \cdot 10^8$ Па.

Минеральный состав чудново-бердичевских гранитов и мигматитов обычно определяется парагенезисом олигоклаза, граната ($f = 75-83$), биотита ($f = 40-50$) и кварца. Гораздо реже в парагенезис входит железистый кордиерит ($f = 0,38$), сосуществующий с гранатом ($f = 83$) и биотитом ($f = 55$). Калиевый полевой шпат встречается достаточно часто в виде неравномерно распределенных изометричных зерен. Н.П.Щербак (1975) отмечает наличие двух разновидностей калиевого полевого шпата – ортоклаза и микроклина, относя появление последнего за счет более поздних процессов, связанных со становлением гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса.

Крайняя северная часть днестровско-бугского района, сложенная в основном чудново-бердичевскими гранитами и мигматитами с пониженным содержанием граната, является переходной к зоне низкой амфиболитовой субфации. Большая часть этой зоны входит в пределы Букинской опорной площади.

Минеральные ассоциации пород Верхнего Побужья, возникшие в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, находятся под воздействием низкотемпературного диафтореза главным образом в зонах глубинных разломов – Хмельницкой (Верхнебугской), Казатинской, Немировской и др. Участки диафтореза характеризуются интенсивным проявлением процессов кремнекалиевого метасоматоза вплоть до формирования микроклиновых гранитов кировоградского или житомирского типов. Палингенно-метасоматические биотитовые граниты в зонах диафтореза иногда образуют самостоятельные тела, но чаще дают переходные гибридные разности, несущие черты высокотемпературных и низкотемпературных образований. Так как на территория Верхнего Побужья наиболее широко распространены парагенезисы со "сквозными" минералами, диафторез чаще всего выражается в изменении параметров их состава, в той или иной степени отвечающего новым P - T -условиям. Реже наблюдается полное замещение высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными.

В метабазитах диафторез, сопровождаемый кремнекалиевым метасоматозом, выражается в раскислении основного плагиоклаза до

состава олигоклаза; замещении гиперстена, реже диопсида синезеленой роговой обманкой, коричневым или коричнево-бурым биотитом. При интенсивном замещении первичные минералы сохраняются лишь в реликтовых зернах, а порода часто по минеральному составу приближается к амфиболиту или биотит-амфиболовому гнейсу. Интервал температур, определяемых на диаграммах фазового соответствия по составам вторичных минералов, составляет 840–880 К.

В метapelитах диафторез приводит главным образом к изменению состава железомagneзиальных минералов. Для пары гранат – биотит наблюдается увеличение разрыва в величине железистости между ними за счет снижения ее в биотите и некоторого повышения в гранате. При этом понижается суммарная железистость этой пары минералов и в диафторитах отмечается повышенное содержание магнетита. Биотит диафторически измененных пород часто меняет окраску, теряя красноватый оттенок и становясь коричневым или буровато-коричневым. Нередко наблюдается микроклинизация исходных пород. Температуры диафтореза, определенные по соотношению железистости граната и биотита, составляют 840–890 К.

Таким образом, диафторез комплекса пород Верхнего Побужья проявился на ограниченных площадях, прилегающих к крупным тектоническим зонам, и протекал в условиях, пограничных по РТ-параметрам между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями, сопровождаясь интенсивным кремнекалиевым метасоматозом. Об относительно низких давлениях свидетельствует частое наличие андалузита в метаморфических и ультраметаморфических породах зон диафтореза.

Более локально проявился диафторез, отвечающий условиям низкой эпидот-амфиболитовой субфации. Парагенезисы эпидота с альбитом, иногда актинолитом и кварцем, бурого биотита с хлоритом отмечаются лишь на отдельных участках зон разломов.

Приднестровский поцрайон

Парагенезисы высокотемпературной гранулитовой субфации 4.2 обнаружены только в отдельных реликтовых блоках или участках размерами несколько десятков или сотен метров (рис. 13). При этом, как правило, присутствуют и минералы наложенных парагенезисов 4.1 и иногда 3.2. В некоторых случаях только реликтовые минералы указывают на существование этой фации.

Наиболее достоверно минеральные ассоциации 4.2 устанавливаются в породах, бедных кальцием, где к ним относятся $Gt+Kfs+Kfs$

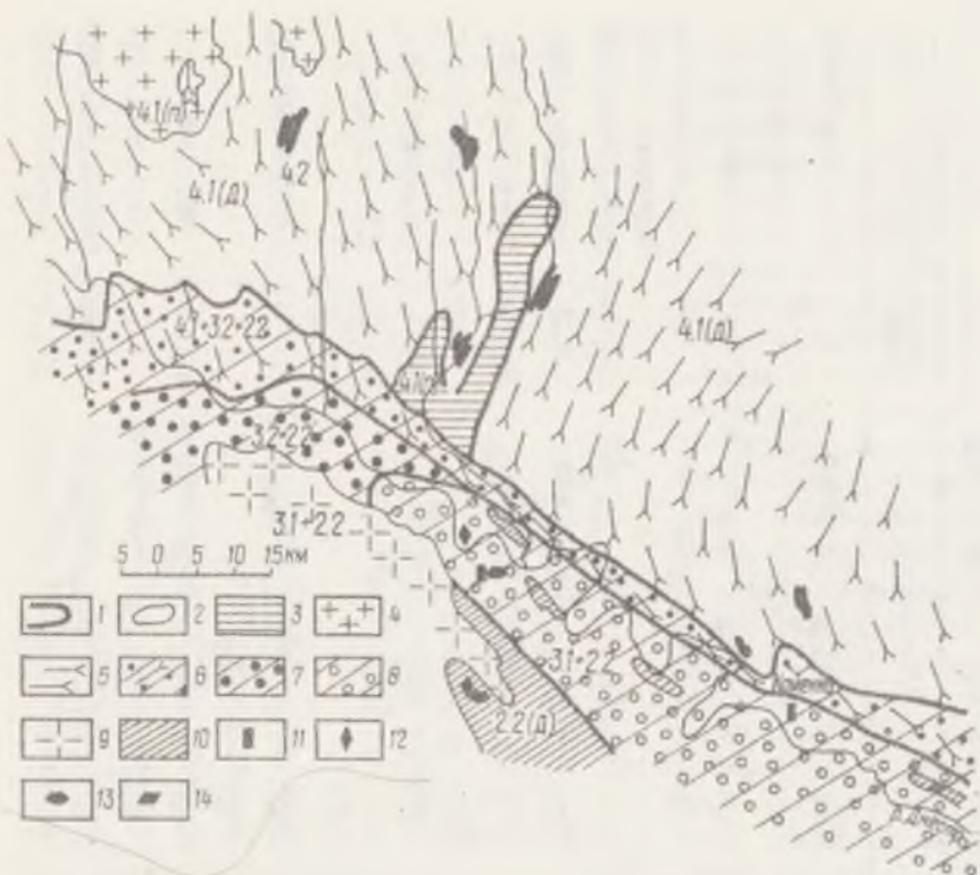


Рис.13. Карта метаморфических фаций кристаллического фундамента Приднестровья:

1 - границы фаций и субфаций; 2 - участки с реликтовыми гиперстен-кордиеритовыми парагенезисами (субфация 4.2); 3 - прогрессивно метаморфизованные породы субфаций 4.1 пониженной глубинности; 4 - позднескладчатые гранитоиды чудновобердичевского типа (Би+Гр+Кс), также соответствующие прогрессивному метаморфизму субфаций 4.1 пониженной глубинности; 5 - породы полиметаморфического проявления субфации 4.1 (наложение субфаций разной глубинности); 6 - полиметаморфические породы субфации 4.1, диафторированные в субфациях 3.2 и 2.2; 7 - прогрессивно метаморфизованные породы субфации 3.2, диафторированные в субфации 2.2; 8 - породы субфации 3.1, диафторированные в субфации 2.2; 9 - поздне- или послескладчатые рапакививидные граниты, соответствующие субфации 3.1 с наложением субфации 2.2; 10 - диафториты эпидот-амфиболовой фации (субфация 2.2); 11 - 14 - индекс-минералы (11 - силлиманит, 12 - андалузит, 13 - мусковит, 14 - эпидот)

парагенезисы (табл. 9). Реакция $Pr+Ko+Ksh = Bi+Gr+Kv$ - надежный репер, разделяющий субфации 4.1 и 4.2. Гиперстен-кордиеритовые парагенезисы встречаются на площади днестровско-бугской (схема

Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Фазы, субфазы	Автор, источник
180/3	Соскелчатый чернокит-мигматит	Pr ₃₂ +Pm ₃₉ ⁵ Bi ₅₂ , 5 ⁵ +Pl ₃₆ ⁵ Kш+Кв	4.1	Венидиктов (1978)
С-1/7	Кристаллосланец (метатаббур)	Pr ₄₂ +Pm ₃₇ ⁷ Р ₄₆ ⁷ +Pl ₄₇ ⁷ Кв	4.1	Венидиктов (1978)
С-1/8	Амфиболит	Pr ₅₀ , 5 ⁵ +Pm ₃₆ ⁵ Р ₄₈ , 5 ⁵ +Pl ₅₂ ⁵ Кв+Бл	4.1	Венидиктов (1978)
204	Кристаллосланец (метатаббур)	Pr ₆₃ +Pm ₅₄ ⁷ Р ₆₃ ⁷ +Pl ₅₀ ⁷ Гр ₇₁ ⁷ +Бл	4.1	Породообразующие шроксенны... (1978)
С-138/1	Амфиболит	Pr ₂₄ +Pm ₂₀ ⁷ Р ₂₄ , 6 ⁷ +Бл ₂₈ , 9 ⁷ +Pl ₂₀ ⁷	4.1+3.2	Венидиктов (1978)
С-138	Плагиогнейс	Pm ₃₄ ⁷ Р ₃₇ , 8 ⁷ +Бл ₄₂ ⁷ +Pl ₃₀ ⁷ Кв+Мг	3.2	Венидиктов (1978)
С-205/6	Расклеванный гранит	Р ₇₆ , 2 ⁷ +Бл ₇₂ , 9 ⁷ +Ф ₈ +Pl ₄ +Мг+Кв+Мг+Хл ⁷	3.1+2.2	В.М. Венидиктов
С-202/9	Расклеванный гранит	Р ₇ +Бл+Pl+Мг+Кш+Ку ⁷ +Гр ⁷	3.1	В.М. Венидиктов
С-202	Гнейс из ксенолита в рапакиви-видных гранитах	Бл+Pl+Мг+Кш+Хл ⁷ +Мг ⁷ +Ку ⁷ +Кв ⁷ +Р ₇ Р ₇	3.1+2.2	В.М. Венидиктов
222/2	Гнейс	Pr ₄₁ , 6 ⁷ +К ₂₂ , 8 ⁷ +Бл ₃₂ , 7 ⁷ +Гр ₆₆ , 0 ⁷ +Pl ₂₈ ⁷ +Кш+Кв+Фибр ⁷ +Гл ⁷	4.1+4.2	Венидиктов (1978)
136/1	Гнейс	Гр ₆₅ ⁷ +Pr ₄₂ ⁷ +Бл ₃₄ , 4 ⁷ +Pl ₂₆ ⁷ Кш+Кв	4.1+4.2	Венидиктов (1978)
С-10/1	"	Гр ₆₉ ⁷ +К ₃₃ ⁷ +Бл ₃₄ -36 ⁷ +Сш+Пл+Кш+Кв	4.1	Венидиктов (1978)
С-6/1	Меласоматическая графитовидная порода	Pr ₂₇ , 8 ⁷ +К ₁₄ , 8 ⁷ +Бл ₂₂ , 2 ⁷ +Pl ₁₂ -15 ⁷ +Кш+Кв+Бл ⁷	4.1+4.2	Венидиктов (1978)
172	Гнейс	Гр ₈₁ , 5 ⁷ +К ₃₅ ⁷ +Бл ₆₂ , 4 ⁷ +Pl ₂₀ ⁷ +Кш+Кв	3.2(4.1)	Венидиктов (1978)
231	Гранит	Гр ₇₇ , 1 ⁷ +Бл ₄₄ , 6 ⁷ +К ₃ ⁷ Р ₇ Р ₇ +Pl+Кш+Кв+Му ⁷	4.1+3.1	Венидиктов (1978)
С-97/6	Гнейс	К ₂₅ -30 ⁷ +Бл ₄₆ -50 ⁷ +Сш+Pl ₂₀ ⁷ +Кш+Кв+Ту+Фибр ⁷ +Му ⁷	3.1+2.2	Венидиктов (1978)
С-130/7	"	Бл ₅₇ ⁷ +Му+Ал+К ₂₀ -25 ⁷ +Pl+Кш+Кв+Ту+2.2 с реликта-ми 3.1	2.2 с реликта-ми 3.1	Венидиктов (1978)
С-137/5а	Диафторит	Бл+Му+Сп ⁷ +Ас ⁷ +Р ₇ Р ₇ +Pl+Кш+Кв	2.1-1.2	Венидиктов (1978)
С-38	Кальцифтор	Кш+Кв+Pl+Р ₇ Р ₇ +Сш ⁷ +Кв+Во+Фб	4.1-3.1	В.М. Венидиктов
С-102/13а	Скарноид	Pl ₄₇ , 5 ⁷ +Гр ₂ , 8 ⁷ +Кв+Кш+Кв+Се ⁷ +Ск	3.2-3.1	В.М. Венидиктов
Хр-309/10	Кальцифтор	Кв+Во+Сш ⁷ +Ф ₇ Р ₇ +Кш+Фл ⁷	3.2-3.1	В.М. Венидиктов
С-10/2	Серпентинизированный шроксенит	Pr ₂₁ , 9 ⁷ +Pm ₁₇ Р ₁₆ , 4 ⁷ +Кш+Сш ⁷ +Фл ⁷	4.1-3.2	Венидиктов (1978)

УРМСК) и подольской (Шербак, 1975) серий (р. Мурафа, с. Саинка; р. Лядава; с. Котжаны, р. Мурашка, с. Шестаковка). В первых двух пунктах это мелкозернистые гиперстен-кордиеритовые гнейсы и чарнокит-мигматиты, замещающие гранат-биотитовые гнейсы, в третьем - единичные реликтовые зерна гиперстена и кордиерита в бластомилонитизированных среднезернистых гранат-биотитовых гранодиоритах (вместо кордиерита наблюдаются псевдоморфозы слюдястых минералов). Гранат, развивающийся по гиперстен-кордиеритовым парагенезисам, характеризуется низкой железистостью ($f = 60-70$, $n = 1,780-1,790$), которая в связи с последующим диафторезом повышается до 70-80 (вариации n_{70} в каждом образце обычно достигают 0,008-0,010, иногда 0,012). Гиперстены в ассоциации с кордиеритом отличаются высокой глиноземистостью (4,5-

6,5% Al_2O_3), максимальной для Украинского щита. Непосредственно на контакте с гиперстеном иногда наблюдаются выделения фибролита, однако они связаны с более поздним разложением кордиерита и никакого отношения к гиперстен-силлиманитовой субфации не имеют.

Принадлежность основных пород к субфации 4.2 должна подтверждаться или ассоциацией с гиперстен-кордиеритовыми парагенезисами, или структурным картированием, показывающим реликтовый характер блоков (степень метаморфизма последовательно снижается от ранних циклов к поздним). Подобные блоки были встречены, например, у с. Скалополя на р. Мурафе, у с. Сказинцев на р. Дерло и в других местах.

Низкая гранулитовая субфация 4.1 создает основной фон кристаллического фундамента Приднестровья; она соответствует главной фазе метаморфизма, почти полностью затусшевавшей первичный метаморфизм высокой гранулитовой субфации. Субфация 4.1 распространена на площади развития днестровско-бугской, подольской, мурафской и частично сорокской серий.

В породах, бедных кальцием, с кварцем и калиевым полевым шпатом наблюдаются парагенезисы биотит-гранат-кордиерит-ортоклазочной субфации: Би+Гр+Ко+Пл+Кш+Кв, Би+Гр+Пр+Пл+Кш+Кв, Пр+Би^{BT}+Пл+Кш+Кв, Гр+Пр+Би^{BT}+Пл+Кш+Кв. Эти парагенезисы встречены и в метаморфических породах (гранат-биотитовых, биотит-гиперстеновых, биотит-гранат-гиперстеновых, биотит-кордиерит-гранатовых гнейсах, лептитах, гранулитах), и в складчатых мигматитах, и в позднескладчатых гранитоидах (глиноземистых гранитоидах, чарнокитах, винницитах). Большую редкость представляют силлиманитсодержащие парагенезисы. Парагенезис Би+Гр+Ко+Си+Пл+Кш+Кв отмечен в гнейсах (с. Болган), Гр+Би+Си+Пл+Кш+Кв - в гранулитах у с. Роскошь (р. Мурашка).

При сравнении железистости минералов в дивариантных парагенезисах, в частности железистости граната, отчетливо выделяются два поля, отвечающие алданской и ханкайской + намдечонской субфациям глубинности (Маракушев, 1965, 1973; Венидиктов, 1978). Железистость граната этих полей соответственно равна 60-70 и 75-85. Так, участки Шестаковка, Скалополь, Саинка, Котжани, Писаревка (на р. Мурашке) относятся к алданской субфации, Мур-Куриловцы и Подлесный Ялтушков - к ханкайской.

Согласно данным структурно-метаморфического анализа, указанные выше поля связаны, по мнению В.М. Венидиктова, с проявлением разных тектонометаморфических циклов, а не с метаморфиче-

ской зональностью. При наложении метаморфизма поздних циклов, что происходит в большинстве случаев, железистость первичного, более магнезиального граната повышается. Поэтому железистость граната обычно не постоянна, а изменяется в каждом образце (показатель преломления изменяется от 0,006 до 0,012). Наряду с этим есть участки с первичным прогрессивным образованием мало-глубинных парагенезисов субфации 4.1. К ним прежде всего относятся породы мурафской серии и многочисленные тела гранитоидов бердичевского типа (Би+Гр+Ко). Железистость граната соответствует ханкайской субфации глубинности (см. табл. 9). Исходя из этого, на карте выделены участки полиметаморфического /4.1/д/ и монометаморфического /4.1/п/ проявления субфации 4.1. (см. рис. 13).

В породах основного ряда субфации 4.1 (гнейсы, кристалло-сланцы, чарнокитмигматиты, амфиболиты) встречены парагенезисы $\text{Pr}+\text{Pm}+\text{Po}+\text{Pl}+\text{Mt}+\text{Kv}+\text{Bi}^{\text{BT}}$ и $\text{Pr}+\text{Pm}+\text{Bi}^{\text{BT}}+\text{Pl}+\text{Mt}+\text{Kv}$.

Для Приднестровья характерно крайне ограниченное развитие гранатосодержащих метабазитов. Гранат появляется вместе с роговой обманкой только в сильно железистых или сильно недосыщенных SiO_2 породах (например участки у с. Бабчинцы на р. Бушанке - $F = 64$) и у с. Садковцы на р. Мурафе $F = 58$, много магнетита). Это указывает на высокоградиентный метаморфизм, отвечающий фации У1-Д А.А. Маракушева (1973) или фациальной серии A_2 В.А. Глебовицкого (1973), что подтверждается также малой распространенностью в метапелитах парагенезиса $\text{Gr}+\text{Bi}+\text{Sil}$.

Из группы силикатно-карбонатных пород в зоне распространения субфации 4.1 обнаружены только известково-силикатные образования: клинопироксеновые гнейсы, скаполитовые и скаполитизированные породы. В них встречены неравновесные полиметаморфические минеральные сочетания: $\text{Pm}+\text{Pl}+\text{Sk}^{\text{BT}}+\text{Ka}+\text{Kv}+\text{Ksh}+\text{Cf}$, $\text{Pm}+\text{Pl}+\text{Sk}^{\text{BT}}+\text{Vo}^{\text{BT}}+\text{Ka}+\text{Kv}+\text{Co}+\text{Mont}^{\text{BT}}+\text{Ce}^{\text{BT}}+\text{Apo}^{\text{BT}}$, $\text{Sk}+\text{Vo}+\text{Pl}^{\text{ред}}+\text{Pm}+\text{Ka}+\text{Kv}+\text{Cf}$. Обращает внимание наличие в одном и том же обнажении или образце парагенезисов, отвечающих безволастонитовой (безгроссуларовой) и воластонитовой фациям глубинности Д.С. Коржинского (1940), что связано с незавершенностью реакций и различным соотношением H_2O и CO_2 в растворе.

К высокой амфиболитовой субфации 3.2 отнесены малоглубинные парагенезисы $\text{Bi}+\text{Gr}+\text{Ko}+\text{Pl}+\text{Ksh}+\text{Kv}$, развитые в сорокской серии (район г. Могилева-Подольского, устье Лявавы и пр.). Железистость граната (80-85) в них соответствует намеченской субфации глу-

бинности А.А.Маракушева (1965). Биотиты имеют буровато-коричневую окраску и сильно обогащены глиноземом; составы их соответствуют истонит-сидерофиллитовому ряду (Венидиктов, 1978). Обычно в той или иной степени проявлен диафторез. В псевдоморфозах по кордиериту наряду с биотитом, мусковитом, пинитом и прочими слюдястыми минералами нередко наблюдается андалузит (прогрессивная и диафторическая фаза метаморфизма свидетельствуют о малой глубинности).

К низкой амфиболитовой субфации относятся породы сорокской серии, развитые в полосе, примыкающей к р.Днестру от с.Григоровки до с.Катериновки. Метapelиты сложены парагенезисами Би+Гр+Си+Пл+Кш+Кв, Би+Ко+Си+Фибр^{BT}+Пл+Кш+Кв+Се^{BT}+Ту, Би+Гр+Пл+Кв+Му^{BT}+Кш+Пл+Си, Би+Пл+Кш+Кв. Интересно наличие в некоторых случаях шпинели с кварцем (с.Голошница). В кордиеритовых лептигах наблюдаются одновременно кордиерит, шпинель, биотит, шестоватый силлиманит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, фибролит и спорадически андалузит. Последний развивается по зеленовато-коричневому биотиту и входит в состав псевдоморфоз по кордиериту. Этот факт свидетельствует о том, что шпинель-кварцевый парагенезис не всегда индицирует высокие давления и максимальную степень метаморфизма (Глебовицкий, 1973).

Породы основного ряда для прогрессивной серии субфации З.2 не характерны. С указанными выше парагенезисами метapelитов перемежаются и ассоциируют амфиболитизированные и биотитизированные пироксеновые гнейсы и чарнокит-мигматиты вплоть до образования монопироксеновых амфиболитов (субфация З.2), но их, вероятно, следует рассматривать как диафторически переработанные нижние структурные этажи, а не сорокскую серию. Подобные парагенезисы вскрыты, например, буровыми работами у с.Раковца: Пм+Ро^{BT}+Би+Пр^{дел}+Пл^{дел}+Кв, Пм+Ро+Би+Пл+Кв+Мт и др. Роговая обманка в этих парагенезисах зеленого цвета.

Интересные полиметаморфические ассоциации минералов обнаружены в карбонатных породах (Жеру, 1972, Венидиктов, 1976, 1978). Парагенезисы известково-силикатных пород следующие: Ка+Кв+Пл+Ск^{BT}+Пм+Во^{BT}+Грос^{BT}+Кц^{BT}+Це^{BT}, Ск+Во+Ка+Кв+Пм+Пл^{дел}+Грос^{BT}+Кц^{BT}, Грос+Ка+Кв+Пм+Ю, Пм+Ро^{BT}+Пл+Ми+Ск+Грос^{BT}+Кц^{BT}. Минералы возникают в порядке возрастной последовательности (синхронно с фазами деформаций, диафтореза и метасоматоза): Пл+Ск+Во+Грос+Кц+Пр+Це. Парагенезисы известково-магнезиальных пород: Фо^{дел}+

+Ка+До+Шп+Ср^{ВТ}, Ди+До+Ка+Фо, Ди+Ка+До+Фл^{ВТ}+Парг^{ВТ}, Пм+Ро+Пл^{Рел} и пр. Последовательность образования минералов: Фо+Ка Ди+До Фл+Парг Ср+А+(Гр) Ср+Та.

В рапакививидных роговообманково-биотитовых гранитах (см. рис. 13) зафиксированы парагенезисы магматического и метаморфического этапа (З.1+2.2): Ле+Гаст+Ми+Кв+Пл+Му^{ВТ}+Хл^{ВТ}, Ле+Гаст+Фа+Ми+Пл+Кв+Мт+Хл^{ВТ}, Гаст+Пл+Ми+Кв+Би+Гр^{ВТ}+Ку^{ВТ}. Куммингтонит развивается по гастингситовой роговой обманке, гранат образует скелетные порфиробласты. В ксенолитах наблюдаются биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы с парагенезисами Би+Пл+Ми+Кв+Хл^{ВТ}+Му^{ВТ}+Ка^{ВТ}+Ро^{Рел}, Би+Пл+Кв+Ми+Мт^{ВТ}, Би+Пл+Ро^{Рел}+Гр^{ВТ}.

В зоне распространения рапакививидных гранитов (с. Пырлица) встречены диафториты с парагенезисами: Би+Анд+Му+Пл+КШ+Кв+Ту+Ко^{Рел}+Фибр, Би+Пл+Ми+Кв+Ко^{Рел}+Се+Ск+Ту. Биотит коричнево-красноватый (f = 57). В этой же скважине и в этом же интервале глубин (325–570 м) наблюдаются диафториты по чарнокитам (Би+Пл+КШ+Кв+Пр^{Рел}).

Довольно часто отмечаются маломощные зоны диафторитов и бластомилонитов, приуроченные к разрывным нарушениям. Породы, бедные кальцием, с кварцем и калиевым полевым шпатом представлены неравновесными минеральными сочетаниями Би+Му+Эп+Аб^{ВТ}+Пр^{Рел}, Гр+Би^{Рел}+Му^{ВТ}+Се^{ВТ}+Пл+Кв+Ми+Гф, Му+Пл+Ми+Кв+Хл^{ВТ}, Би^{Рел}+Пл+КШ+Кв+Хл^{ВТ}, Гр+Би+Гф+Хл^{ВТ}+Пл+Ми+Кв, причем нередко встречаются две разновидности биотита: реликтовый красновато-коричневый и "равновесный" зеленый или желтовато-зеленый. Чаще всего среди диафторитов наблюдаются серицитизированные и хлоритизированные породы.

Из пород основного ряда к диафторитам 2.2–1.2 следует отнести хлоритизированные (с альбитом) рапакививидные граниты и амфиболизированные диопсидовые породы при значительном количестве наложенных эпидота, хлорита, актинолита и серицита. В одних случаях развивается преимущественно хлоритизация, в других – эпидотизация или актинолизация. Довольно распространены диафториты по силикатно-карбонатным породам с неравновесными сочетаниями: Ср+Ак+Эп+Кв+Хл^{Рел}, Ср+Ка+Тр+Фл, Ср+Ка+Та+Хл, Гр+Ка+Пм+КШ+Кв+Пл^{Рел}. Наиболее сильно развита серпентинизация. Плаггиоклазы в диафторитах нередко зональны с наружной альбитовой оторочкой.

Мусковитовые и гроссуляр-хлоритовые диафториты отмечаются в единичных случаях и на площади распространения днестровско-

бугской и поцольской серий (р. Мурафа, села Скалополь, Букатинка, Ивановка).

Среднебугский подрайон

Среднебугский подрайон находится в бассейне Южного Буга на отрезке от г. Гайворона до г. Первомайска и по его левым притокам — Синице и Синюхе. Подрайон представляет собой восточное замыкание "гранулитовой дуги" и имеет сложную конфигурацию. В зависимости от уровня эрозионного среза и соответственно степени метаморфизма он разделяется на четыре блока (зоны) — Гайворонский, Голованевский, Ятранский, Синицевский.

Петрография и метаморфизм Среднего Побужья освещены в работах Л. Г. Ткачука (1940), Р. И. Сироштана (1950), И. С. Усенко (1958), Е. Н. Ушаковой (1960), И. Б. Шербакова (1963, 1975), Э. Б. Наливкиной (1964), А. Б. Фомина (1968) и др.

Западная часть подрайона — **Г а й в о р о н с к и й блок (зона)** — естественное продолжение Приднестровья. От Росинско-Тикичского района он четко отделяется Прибугским разломом. Гайворонский блок представляет собой наиболее глубинный срез Украинского щита: здесь представлены породы высокой гранулитовой субфации, частично эклогитизированные, практически без признаков наложения регрессивного метаморфизма более низкого, чем гранулитовая фация. Петрографический фон Гайворонского блока слагают чарнокитоиды гайворонского типа — двупироксеновые эндрбиты и двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы, но представлены и все другие изохимические ряды пород.

Г о л о в а н е в с к и й блок (зона) отличается от Гайворонского несколько более высоким уровнем эрозионного среза и широким развитием процессов гранитообразования, в результате чего чарнокитоиды превращены в значительной мере в гранитоиды близкого к гранитам кировоградско-житомирского типа (токаревский тип чарнокитов).

Я т р а н с к и й блок примыкает с севера к Голованевскому блоку; петрографический фон этого блока — биотит-гиперстеновые кристаллосланцы и гнейсы, а также чарнокитоиды существенно гиперстенового состава (ятранский тип чарнокитов). В северной части Ятранского блока устанавливается зона диафтореза с широким развитием куммингтонита в metabazитах (куммингтонитовая зона). Голованевский и Ятранский блоки вместе с прилегающей к ним с севера частью Росинско-Тикичского района ("Лысянский

клин") образуют зону сочленения (шовную зону) двух блоков - Кировоградского и Бугско-Росинского. Ятранско-Голованевская шовная зона ограничена с запада Савранско-Мироновской (Тальновской) зоной разломов, которая хорошо трассируется на всех геолого-геофизических картах. Восточной границей служит значительно менее четко выраженная Первомайско-Трактемировская зона разломов.

С и н и ц е в с к а я з о н а расположена между Гайворонским и Голованевским блоками. Она представляется как сравнительно опущенная область - гранитизационный трог, вследствие чего петрографическим фоном в ней служат мигматиты амфиболитовой фации, а породы гранулитовой фации выступают в виде крупных останцов. Подобного типа породы развиты, вероятно, и южнее Среднего Побужья - на склоне щита.

Метаморфические породы Среднебугского подрайона, согласно схеме УРМСК, входят в состав двух серий - днестровско-бугской (архей) и бугской (нижний протерозой). Локатип днестровско-бугской серии - двупироксеновые кристаллосланцы г. Гайворона возрастом 2510 млн. лет (Каталог изотопных дат ..., 1978) и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы. Бугская серия расчленена на свиты (снизу вверх): кошаро-александровскую (кварциты, метапелиты, нередко с графитом), хошевато-завальевскую (кальцифиры, магнетитовые кварциты, семипелиты), синицевскую (биотитовые гнейсы и амфиболиты). Последняя по составу ближе к росинско-тикичской серии, каковой, она, вероятно, и является. Выделяемые в схеме УРМСК каменно-костоватская и рощаховская свиты как нижняя часть разреза бугской серии должны быть отнесены, по нашему мнению, к ингуло-ингулецкой серии.

Максимум метаморфизма пород Среднего Побужья определяется массовым развитием в Гайворонском блоке гранат-двупироксеновых парагенезисов в метабазах любого состава и низкой железистостью граната (54-55) в ассоциации с силлиманитом в метанелитах (табл. 10). Первые, согласно схеме А.А. Маракушева, отвечают субфации УП-Е с температурой более 1050 К и $P_s = 7-10 \cdot 10^8$ Па, вторые - сутамской фации глубинности.

Есть основания рассматривать метабазиты Гайворонского блока как полифациальные образования, минеральные ассоциации которых возникли в результате или последовательного наложения фаз складчатости, или вертикальных блоковых движений. По мнению И.Б. Шербакова, направленность более позднего метаморфизма в

Таблица 10. Минеральные парагенезисы пород Среднего Поозья

Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Автор, источник
10	Гранулит	Гайворонский блок	
29	Габбро	Гр ₅₄ +Си+Пл+Ш+Кв+Гр Гр ₆₆ +Пр ₄₃ +Пл ₂₆ +Ро ₄₀ +Пл ₅₆	Шербаков (1975) Шербаков (1975) Шербаков (1975)
49	Гранулит	Гр ₅₅ +Си+Кл+Кв+Гр	Шербаков (1975)
95	Габбро	Гр ₈₂ +Пр ₅₂ +Пл ₃₈ +Бл ₄₂ +Пл ₈₅ +Кл+Кв	Шербаков (1975)
171	Гнейс	Гр ₆₄ +Бл ₃₁ +Пл+Кл+Кв	Шербаков (1975)
281	Габбро	Гр+Пр ₃₀ +Пл ₂₅ +Ро ₇₅ +Пл ₇₅	Шербаков (1975)
294	"	Пр ₂₁ +Пл ₁₅ +Ро ₂₁ +Пл ₈₈	Шербаков (1975)
296	"	Пр ₄₁ +Пл ₂₈ +Ро ₄₁ +Пл ₆₃ +Кв	Шербаков (1975)
48/29	"	Гр ₇₂ +Пр ₄₉ +Пл ₃₆ +Ро ₄₉ +Пл ₄₀	Шербаков (1975)
85/30	"	Гр ₇₂ +Пр ₄₈ +Пл ₃₂ +Ро+Пл ₅₀	Шербаков (1975)
119/39	"	Гр ₇₂ +Пр ₄₅ +Пл ₃₂ +Ро+Пл ₅₀	Шербаков (1975)
229	Кристаллосланец	Пр ₅₀ +Пл ₃₄ +Ро ₄₆ +Бл ₃₃ +Пл ₄₁	Шербаков (1975)
365	"	Гр ₇₅ +Пр ₃₇ +Пл ₂₉ +Ро+Пл ₆₄	Шербаков (1975)
478	"	Пр ₆₁ +Пл ₄₅ +Ро+Пл	Шербаков (1975)
515	"	Гр ₈₃ +Пр+Пл+Пл ₄₀	Шербаков (1975)
39	Кварцит	Головинский блок	
40	Плагиогнейс	Гр ₅₉ +Пр ₇₆ +Пл+Бл ₇₀ +Кв+Мг	В. В. Зильбин
45	Мигматит	Гр ₈₈ +Бл ₆₄ +Пл+Кв	В. В. Зильбин
133/47	Габбро	Гр ₇₉ +Бл ₄₅ +Пл+Кв Гр ₈₆ +Пр ₆₃ +Пл ₄₄ +Ро ₆₂ +Пл ₄₂ +Кв	В. В. Зильбин А. Д. Литвин
178	Кристаллосланец	Пр ₄₁ +Пл ₂₇ +Ро ₄₀ +Бл+Пл ₇₁	Шербаков (1975)
544	"	Пр ₄₄ +Пл ₃₁ +Ро ₄₆ +Пл ₅₁	Шербаков (1975)
744	Кристаллосланец	Ятранский блок	
758	Габбро	Пр+Пл ₂₉ +Ро ₄₆ +Пл ₄₉	Шербаков (1975)
769	Гнейс	Пр ₃₈ +Пл+Ро ₂₈ +Бл ₂₅ +Пл ₄₆	Шербаков (1975)
770	Гранулит	Гр ₆₉ +Пр ₄₅ +Бл ₄₀ +Пл+Ш+Кв	Шербаков (1975)
1779	Кристаллосланец	Гр+Пр ₅₀ +Пл	Шербаков (1975)
1816	"	Пр+Пл ₄₁ +Ро ₄₉ +Пл ₅₃	Шербаков (1975)
1824	"	Ро ₅₂ +Бл+Пл ₄₀ +Кв	Шербаков (1975)
1843	"	Ро ₄₁ +Бл ₈₅ +Пл ₄₉	Шербаков (1975)
1853	"	Пр ₄₈ +Пл ₃₆ +Ро ₅₀ +Бл+Пл ₄₃ Пр ₄₇ +Пл ₃₆ +Бл+Пл ₄₀ +Кв	Шербаков (1975) Шербаков (1975)
53-40	Кристаллосланец	Именная часть Среднего Поозья	
82-4	Эндромит	Гр ₈₇ +Пр ₆₂ +Пл ₄₆ +Мг	Г. А. Шварц
79-17	Плагиотрифид	Пр ₅₆ +Ро ₅₀ +Бл ₆₁ +Пл+Кв	Г. А. Шварц
AK-2	Энтербит	Гр ₆₈ +Пр ₄₅ +Бл ₃₇ +Пл+Кв Пр ₅₆ +Бл ₅₂ +Пл+Кв	Г. А. Шварц Г. А. Шварц

В Гайворонском блоке, в отличие от других районов щита, была не всегда регрессивной.

Наиболее ранний этап метаморфизма, по данным Б.Г.Яковлева, характеризуют орто- и клинопироксены двухфазового строения, сохранившиеся в дупи-роксеновых кристалло-сланцах Гайворонского блока в виде реликтов. Б.Г.Яковлев установил пироксены с двухфазовым ядром и гомогенной оторочкой. Их состав изучен с помощью электронного микроскопа IKA-5 (фото 1, табл. II). Выполнен также химический анализ, объединяющий ламеллы и матрицу орто- и клинопироксена. Микросондовый анализ клинопироксеновой матрицы и ортопироксеновых ламелл реконструирован до первоначального состава клинопироксена. Температуры образования ранних пироксенов, определенные по геотермометру, отображают

Т а б л и ц а 11. Химический состав некоторых минералов ранних ступеней метаморфизма мафитов Побужья

Компонент	1		2		3	4
	Матрица, Пм	Ламелли, Пр	Пр	Пм	Анортит	Ильменит
SiO_2	51,20	50,99	49,48	50,44	43,21	-
TiO_2	0,08	0,02	0,50	0,32	Следы	50,80
Al_2O_3	2,15	1,28	0,98	1,42	21,09	0,55
Fe_2O_3			3,99	1,42		
FeO	12,46	30,18	27,72	12,21	-	46,18
MnO	-	-	0,23	0,09	-	
MgO	11,73	15,54	14,98	13,33	-	1,70
CaO	21,80	1,47	0,74	20,17	20,01	
Na_2O	0,10	Следы	0,33	0,35	-	
K_2O			0,06	0,03	-	
П.п.п.			0,17	0,48	-	
Сумма	99,52	99,48	99,17	100,26	99,83	
χ_{Fe}	0,373	0,521	0,509	0,339		

Примечание. 1 - клинопироксен с продуктами распада из двупироксен-роговообманкового мафического гранулита (карьер близ г. Гайворона); 2 - пироксены из ферромафита (Пр+Пм+Пл+Ильм) Савранского участка (скв. 18500), аналитик Г.Л.Скрынник; 3 - анортит из реликта ферромафита Молдовского железорудного участка (скв. 18262); 4 - ильменит из ферромафита: там же. 1, 3, 4 - микронзондовый анализ, 2 - химический.

условия древнейшего метаморфизма - 1200-1210 К. Плаггиоклазы в равновесии с пироксенами ранней ступени, по-видимому, были более основными: микронзондовыми определениями установлены реликтовые плаггиоклазы № 95-100. Расчет равновесий $An = Gr + K + V$ и $An + Fs = Gr$, выполненный Б.Г.Яковлевым, показал, что давление на ранних ступенях метаморфизма не превышало $10 \cdot 10^8$ Па.

Роговая обманка в метабазитах Гайворонского блока представлена гастингситом и близкими к нему составами. Явно реакционные отношения роговой обманки с пироксенами не наблюдались. Б.Г.Яковлев считает, однако, что двупироксен-роговообманковые гранулиты представляют следующую ступень в преобразовании базитов. По его расчетам (Поролообразующие пироксены..., 1979), температуры 1120-1160 К отражают верхний предел температур фундаментальных геологических событий не только Днестровско-Бугского района Украинского щита, но и других регионов мира (например, блок Аранта и щит Йилгарн,

Австралия; штат Мадрас, Индия). Основываясь на экспериментах по устойчивости роговой обманки в зависимости от P, T и f_{O_2} (Spear, 1976), Яковлев предложил зависимость $x_{Fe}^{Ho} = 0,031 (-19 f_{O_2}) - 0,12$, с помощью которой рассчитаны условия равновесия роговой обманки: $P_s = 6,2 \cdot 10^8$ Па, $P_{H_2O} = 1,6 \cdot 10^8$ Па.

В бескварцевых метабазах нередко встречаются симплектитовые оторочки, сложенные клино-, реже ортопироксеном и плагиоклазом и возникающие вокруг роговой обманки в контакте с плагиоклазом. Образование симплектита, согласно расчету реакции, сопровождается положительным объемным эффектом. Было высказано допущение (Шербаков, 1975), что более кислый состав плагиоклаза в симплектите, постоянная ширина оторочек, близкий к базальту минеральный состав оторочек, неременная связь с роговой обманкой могут рассматриваться как свидетельство образования этих оторочек в результате частичного плавления при разложении роговой обманки. В таком случае, в соответствии с экспериментальными данными Ито и Кеннеди (1972), температура симплектитообразования могла достигать 1170 К при общем давлении $6-7 \cdot 10^8$ Па.

Б.Г.Яковлев с помощью микронзондового анализа получил состав орто- и клинопироксенов из симплектитов и макрофаз, равновесных с роговой обманкой (фото 2, табл.12). Оказалось, что по распределению Fe и Mg пироксены из симплектитов полностью отвечают изо-терме распределения, характеризующей условия равновесия между пироксеном и плагиоклазом в двухпироксен-роговообманковых гранули-тах ($T=1130$ К, P около $6 \cdot 10^8$ Па ГПа), причем состав пироксенов из симплектитов не отличается от состава макрофаз. По мнению Б.Г.Яков-лева, образование симплектитовых оторочек следует связывать с привнесом SiO_2 в изотермических условиях.

Температуры (960–1300 К) и давления, полученные по равновесиям с участием роговой обманки, недалеко от приведенных выше величин и не выходят обычно за пределы температур гранулитовой фации. Хотя в целом сходимость по разным парам и невелика, все же намечается тенденция к понижению температуры в паре Ро–Пл и явное повышение в парах Ро–Пм и Ро–Пр.

Широко распространенные в Гайворонском блоке явления эклогитизации метабазитов – образование граната, нередко кварца при одновременном раскислении плагиоклаза (до № 40), судя по наблюдениям в шлифах, завершают гранулитовый метаморфизм.

Гранат имеет обычный для метабазитов гранулитовой фации состав: альмандина 66–86%, пирропа 12–28, известковистого компонента

17–21%. Составы некоторых гранатов размещаются в поле эклогитов (Соболев, 1964). Гранат является, по-видимому, в значительной мере наложенным посттектоническим минералом, возникающим после симплектитов и, как показывает расчет реакции, в связи с возрастанием глубинности. Он образует оторочки вокруг всех фамических минералов, в том числе и вокруг симплектита, гелицитовые кристаллы и крупные скелетные обособления.

В направлении от Гайворонского к Голованевскому и далее к Ятранскому блокам в гранулитовой фации наблюдается закономерное снижение степени метаморфизма, причем эта тенденция не нарушается даже интенсивным развитием гранитообразования в Голованевском блоке. Отметим, что границы блоков не всегда служат метаморфическими границами. Так, в западной части Голованевского блока выделяется Луполовская антиклиналь (Гинтов, 1972), состав пород которой и свойства породообразующих минералов полностью отвечают Гайворонскому блоку.

Эклогитизированные metabазиты приурочены только к Гайворонскому блоку и Луполовской антиклинали. Пироксены Гайворонского блока отличаются наибольшими содержаниями Al_2O_3 , а клинопироксены также и TiO_2 . Закономерно изменяется состав роговых обманок (рис.14). Так, роговые обманки Гайворонского блока, преимущественно в парагенезисе с гранатом, являются или чистыми гастингситами, или близки к ним; аналогичное явление отметил С.П.Кориковский (1968). Отклоняются от гастингсита в основном маложелезистые роговые обманки с $f = 25-35$. Роговые обманки Ятранского блока, особенно из пород северо-восточного замыкания гранулитовой дуги ("куммингтонитовая зона"), обеднены чермакитовым компонентом. Роговые обманки Голованевского блока, представленные, правда, всего двумя анализами, занимают промежуточное положение. Таким образом, если пренебречь некоторым снижением общей железистости пород в направлении от Гайворонского к Ятранскому блоку, можно видеть четкую тенденцию уменьшения глиноземистости и кальциевости роговых обманок metabазитов. Эта тенденция в целом совпадает со сменой парагенетических ассоциаций $Gr+Pr+Pm+Po+Pcl \rightarrow Pr+Pm+Po+Pcl$ ($Pr+Pm$)+ $Po+Ku+Pcl$ и может сопоставляться с понижением давления.

Метапелиты и семипелиты Среднего Побужья представлены гранат-силлиманитовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми, силлиманит-кордиеритовыми, биотит-гранатовыми, биотит-гранат-гиперсте-

Т а б л и ц а 12. Состав орто- и клинопироксенов из симплектитовых оторочек вокруг роговых обманок и макрокристаллов в равновесии $Pr+Pm+Pl+Po$ по данным приближенно-количественных оценок MgO, FeO и CaO на электронном микроанализаторе

№ П/П	Ортопироксен			Клинопироксен			
	MgO	FeO	X_{FeO}	CaO	MgO	FeO	X_{Fe}
Пр и Пм из симплектитовых оторочек							
1	25,7(+1,8)	19,6(+1)	0,30	23,8(+1,2)	16,3(+1,2)	5,5(+0,3)	0,16
2	24,8(+1,7)	20,8(+1,0)	0,32	24,3(+1,2)	15,7(+1,1)	5,7(+0,3)	0,17
3	16,6(+1,2)	32,0(+1,6)	0,52	22,1(+1,1)	12,0(+0,8)	13,2(+0,7)	0,38
4	17,7(+1,2)	30,4(+1,5)	0,49	22,0(+1,0)	13,5(+0,8)	11,3(+0,6)	0,32
5	13,2(+0,9)	36,6(+1,8)	0,61	21,5(+1,0)	11,9(+0,8)	14,1(+0,7)	0,40
Пр и Пм в равновесии с $Po+Pl$							
1	26,6(+1,8)	20,0(+1,0)	0,30	23,2(+1,2)	16,9(+1,2)	6,1(+0,3)	0,17
2	23,9(+1,7)	20,2(+1,0)	0,32	24,0(+1,2)	15,0(+1,1)	5,2(+0,3)	0,16
4	18,8(+1,2)	30,9(+1,5)	0,48	21,6(+1,1)	14,1(+1,0)	11,7(+0,6)	0,32

Примечание. Нумерация в верхней и нижней частях таблицы согласована – одинаковые номера характеризуют один и тот же образец.

новыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами, нередко с примесью графита.

В высокоглиноземистых метapelитах Гайворонского блока не встречаются кордиерит и биотит, тогда как в Голованевском блоке кордиерит развит широко с одновременным уменьшением роли граната. Наиболее магнезиальный гранат – 42% пироба, $f = 54$ – встречается в гранат-силлиманитовых гранулитах г. Гайворона. Отсутствие кордиерита в этих породах объясняется буферным влиянием графита. В высокоглиноземистых метapelитах Голованевского блока железистость граната 56–72 (сутамская и алданская субфации). В восточной части Голованевского блока гранатсодержащие кордиеритовые породы вытесняются безгранатовыми и бескварцевыми. В биотит-гиперстеновых и биотит-кордиерит-силлиманитовых гнейсах Голованевского блока установлен андалузит, замещающий биотит.

Таким образом, в пределах Среднего Побужья намечается метаморфическая зональность. Первичная метаморфическая зональность нарушена блоковыми подвижками, осложнена наложением процессов гранитообразования, особенно вблизи соседних районов, но в целом уве-

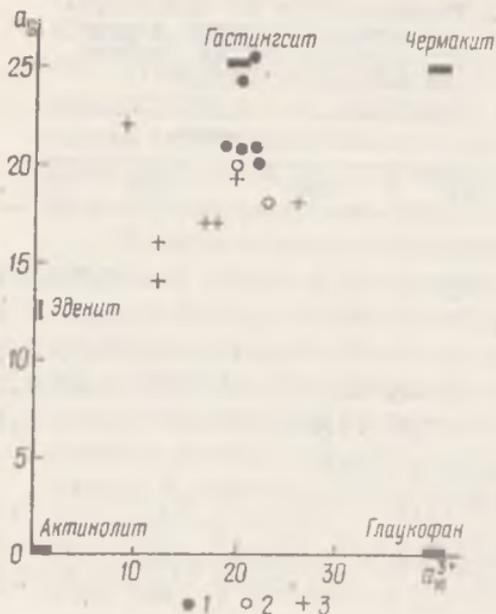


Рис. 14. Состав роговых обманок Среднего Побужья (диаграмма) С.П.Кориковского, 1968). Блоки: 1 - Гайворонский; 2 - Голованевский; 3 - Ятранский

ренно документируется как минеральными парагенезисами, так и свойствами породообразующих минералов.

В Среднебугском подрайоне широко распространены породы железисто-кремнистой формации. Многочисленные магнитные аномалии приурочены к полосе субмеридионального направления, известной под названием Белоцерковско-Одесской структурно-формационной зоны. Эта зона простирается далеко за пределы рассматриваемого подрайона: на севере, в частности, она продолжается в Росийско-Тикичском районе, что, на наш взгляд, доказывает структурную общность Днестровско-Бугского и Росийско-Тикичского районов.

В Белоцерковско-Одесской зоне выделены несколько железорудных районов (рис. 15). Слагающие их толщи изучены поисково-разведочными скважинами и этот материал заслуживает специального рассмотрения.

Выделенные железорудные районы приурочены к разным структурным элементам Среднебугского подрайона и характеризуются некоторыми отличиями в термодинамическом режиме метаморфизма.

Железисто-кремнистые породы относятся к метаморфизованной осадочно-вулканогенной карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации бугской серии протерозоя. Палеотектоническая обстановка образования последней, по мнению М.А.Ярошук, определялась существованием выступов архейского фундамента, между которыми закладывались и развивались приразломные шовные грабен-синклинали причудливой формы и незначительной протяженности. Такое тектоническое положение железорудной формации определило резкую фациальную и латеральную изменчивость, незначительные мощности слагающих ее пород, совместное накопление и постепенные переходы в разрезе и плане основных сочленов формации: железисто-кремнистых, адьюкременных и карбонатных хемогенно-осадочных пород, вулкани-

тов основного и ультраосновного состава, а также обусловило своеобразие режима метаморфизма.

Метаморфические породы представлены безрудными и пироксен-магнетитовыми кварцитами, гранат-кварц-пироксеновыми, роговообманко-пироксен-плагноклазовыми, пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами, амфиболлизированными шпинелевыми перидотитами и пироксенитами, шпинель-форстеритовыми кальцифирами, биотитовыми гнейсами с гранатом, силлиманитом и кордиеритом.

Температуры образования прогрессивно-метаморфизованных переслаивающихся гнейсов и кристаллических сланцев основного и магнезиально-железистого состава достигают 920–1050 К. Температуры образования железисто-кремнистых пород Молдовского участка, определенные по газово-жидким включениям, составляют 990–1000 К (Белевцев, Терещенко, 1978), что отвечает температурному интервалу амфибол-гранулитовой субфации гранулитовой фации (Фации метаморфизма, 1970). Использование графиков зависимости K_2 от давления (Перчук, 1970) позволяет ориентировочно определить общее давление прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород ($4-6 \cdot 10^8$ Па). Близкие значения давления получены по данным изучения газово-жидких включений в минералах (Белевцев, Терещенко, 1978; Сиворонов и др., 1978). Отсутствие кианита и гиперстенсиллиманитового парагенезиса в метапелитах указывает на то, что общее давление при их образовании вряд ли превышало $7,5 \cdot 10^8$ Па (Кориковский, 1979). В прогрессивно метаморфизованных карбонатных породах наблюдались шпинельсодержащие парагенезисы $\text{Fo} + \text{Do} + \text{Ka}$, $\text{Di} + \text{Fo} + \text{Do} + \text{Ka}$, $\text{Di} + \text{Do} + \text{Ka}$, причем последний более характерен для внешних частей карбонатных пластов и зон перехода их к алюмокремнистым породам. На термодинамических РТ-диаграммах (Мельник, Ярошук, 1970; Мельник, 1973) указанные ассоциации попадают в поля, отвечающие температурам 1020–1070 К при P_{CO_2} $4-10 \cdot 10^8$ Па. О таких температурах свидетельствует также отсутствие в карбонатных породах энстатита, верхний температурный предел устойчивости которого 920 К, и периклаза, образующегося при температуре выше 1170 К. Моновариантное равновесие $\text{Do} + \text{Ka} + \text{Di} + \text{Fo} + \text{Ka} + \text{Di} + \text{Fo}$ позволяет еще точнее определить температуру прогрессивного метаморфизма – 1000–1040 К при $P_{\text{CO}_2} = 4-10 \cdot 10^8$ Па.

Для метаморфизованных глиноземисто-магнезиальных ультрабазитов характерны условия мозаичного или локального равновесия (Мельник и др., 1972), свойственного измененным безрудным магматическим породам. В этих породах наряду с реликтовыми пироксен-

оливиновыми магматическими парагенезисами, наблюдаемыми в центре пластов и устойчивыми в гранулитовой фации, по периферии пластов при поступлении кремнезема из вмещающей осадочной толщи образуются разнообразные сланцеватые амфиболовые породы, состав которых отражает зональность в распределении SiO_2 . Привнос SiO_2 в периферические части пластов глиноземисто-магнезиальных пород происходит в связи с резким химическим неравновесием существенно магнезиальных пород с вмещающими осадочными породами более кислого состава.

Температурные условия метаморфической амфиболитизации ультрабазитов лучше всего определяются устойчивостью антофиллита, который в реликтовых породах ультраосновного состава в ассоциации с форстеритом устойчив до температуры 945–955 К. В зонах амфиболитизации, где состав пород был более кислый, он устойчив при еще более высоких температурах, достигающих 1020–1040 К, т.е. отвечающих условиям гранулитовой фации (Мельник, Ярошук, 1972; Мельник, 1973).

Диафторез наиболее интенсивно проявляется в железисто-кремнистых породах Сясаревского района, приуроченных к мобильной Тальновско-Мироновской зоне глубинных разломов. Процессы диафтореза сопровождались изменением текстурно-структурных особенностей пород с развитием в них наложенной полосчатости; они протекали изохимически в отношении основных породообразующих компонентов и заключались в замещении безводных минералов в разной степени гидратированными разностями. Верхний температурный предел диафтореза в карбонатных породах определяется развитием тремолита за счет форстерита или клинопироксена и равен 800–820 К; нижний – отсутствием кварца и равен 700 К (Мельник, Ярошук, 1970). Ассоциации $Фo+Tr+Sp+Do+Ca$ и $Фo+Sp+Do+Ca$ фиксируют температуру 740–770 К. Развитие серпентина в глиноземисто-магнезиальных апоультрабазитовых сланцах нередко сопровождалось выделением брусита; верхний температурный предел такой ассоциации 710 К (Мельник и др., 1972). Температурные условия процессов диафтореза, таким образом, отвечали амфиболитовой, а участками – эпидот-амфиболитовой фациям.

Своеобразие термодинамического режима метаморфизма пород карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации Белоцерковско-Одесской зоны, в частности его высокотемпературный характер, широкое развитие процессов диафтореза и метасоматоза

определялось как приуроченностью этой формации к приразломным шовным синклиналиям, заложившимся на достаточно тонком и пронизваемом архейском фундаменте, так и пестрым своеобразным составом накопившихся в них пород. Особую роль, вероятно, сыграли высокая кислородная емкость железисто-кремнистых толщ и наличие карбонатных пород. Так, взаимодействие кислородоемких железисто-кремнистых пород с глубинными восстановленными флюидами сопровождалось их окислением и выделением значительного количества тепла, обеспечившего протекание высокотемпературного прогрессивного метаморфизма, а также генерацию H_2O и CO_2 , обусловивших процессы диафореза (Ярошук и др., 1977). Взаимодействие железисто-кремнистых и карбонатных пород явилось причиной возникновения в их контактах и участках переслаивания железисто-магнезиальных, магнезиальных, реже магнезиально-кальциевых силикатных метасоматитов, а также образования самофлюсующихся карбонатно-магнетитовых руд.

Особенности метаморфизма Днестровско-Бугского района

Главная особенность метаморфизма Днестровско-Бугского района – широкое развитие пород гранулитовой фации: здесь сосредоточено свыше 70% гранулитовых пород щита.

Наиболее высоко метаморфизованные породы субфации 4.2 вскрыты эрозионным срезом в Гайворонском выступе, частично – в Приднестровье, т.е. на выпуклой стороне "гранулитовой дуги". На северо-западном и северо-восточном окончаниях дуги степень метаморфизма постепенно понижается до амфиболитовой фации и далее, за пределами Днестровско-Бугского района, – до эпидот-амфиболитовой фации. Наряду с явно регрессивным процессом, связанным с гранитообразованием, на концах дуги просматривается и более ранняя прогрессивная зональность, вскрытая наклонным эрозионным срезом. Внутри "гранулитовой дуги" расположен Росинско-Тикичский район, представляющий собой очаг интенсивного гранитообразования. В нем также устанавливаются реликты первичной метаморфической зональности. Южнее "гранулитовой дуги", на склонах щита, также происходит активное гранитообразование, по типу близкое к таковому в районе г.Первомайска.

Полифациальный характер метаморфизма в районах развития высокометаморфизованных пород – на Среднем Побужье и в Приднестровье – все более очевиден, однако взгляды авторов на механизм метаморфизма не совпадают. В.М.Бенидиктов на примере При-

днестровья довольно убедительно показал связь метаморфизма с конкретными фазами складчатости. По мнению И.Б.Щербакова, полиметаморфизм Среднего Побужья обусловлен блоковыми движениями и является метаморфизмом погружения. Такие явления, как региональная эклогитизация metabазитов, наложенный низкобарический метаморфизм, "гранитный" метаморфизм, по его мнению, происходили в посттектонических условиях. Нет оснований отрицать связь древнейшего метаморфизма со складчатостью, но после его завершения и консолидации подвижной зоны земная кора, по крайней мере выше раздела Мохоровичича, ведет себя как цельная пластина. В дальнейшем эта пластина раскалывалась на блоки разломами разной глубины заложения и в разное время.

Во всей западной половине щита наблюдается общий наклон пластины на северо-восток, в результате чего на поверхности обнажены метаморфические породы, образованные на глубинах свыше 30 км. Приподнятое положение щита в районе Среднего Побужья косвенно подтверждается данными глубинного сейсмического зондирования. Согласно профилю ГСЗ (Соллогуб, Чекунов, Трипольский, 1972), глубина сейсмической поверхности, которая ранее интерпретировалась как раздел Конрада, в районе г.Гайворона наименьшая на щите (7-9 км). Возможно, положение этой поверхности было еще выше, так как, по мнению А.В.Чекунова, раздел Мохоровичича имеет тенденцию к "соскальзыванию" с течением геологического времени.

Разрез Среднего Побужья по набору петрографических типов пород принципиально близок к современной океанической коре. В частности, разрезы кошаро-александровской и хачевато-завальевской свит бугской серии можно сопоставлять с третьим слоем океанической коры (биогенные илы, красно-бурые полигенные глин, вулканокластиты). Днестровско-бугскую серию с типоморфными для нее двупироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами состава океанических базальтов (Щербаков, 1975) можно сопоставить со вторым слоем (базальтовые вулканы и пирокласты). В разрезе развиты и породы первого слоя (габброиды и ультрабазиты). Исключение составляют биотит-гиперстеновые кристаллосланцы, которые по составу отвечают андезитам: в современных океанах они установлены в корях переходного типа. По мнению многих авторов, именно андезиты преобладали в составе первичной земной коры.

РОСИНСКО-ТИКИЧСКИЙ РАЙОН

Основные черты геологического строения

Росинско-Тикичский район область широкого развития мигматитов и неперемещенных нормальных гранитов амфиболитовой фации. Метаморфические породы, как правило, выступают небольшими гранитизированными останцами.

С юго-запада и юго-востока район ограничен распространением пород гранулитовой фации — "гранулитовой дугой". Границами его в этой части служат Прибугский (на юго-западе) и Тальновский (на юго-востоке) разломы, причем смена фаций здесь сравнительно четкая. Западная граница района достаточно условна: ею служит южное продолжение Брусилковского разлома, частью юго-западное продолжение Белоцерковской зоны разломов.

С точки зрения особенностей метаморфизма в Росинско-Тикичском районе выделяются три подрайона (зоны): Ружинско-Липовецкий, Гайсинский и Белоцерковско-Уманский (рис.16). Два первых — переходные зоны от гранулитовой к амфиболитовой фации и лишь последний представляет собственно Росинско-Тикичский район. Характер сочленения гранулитовой и амфиболитовой фаций изучался специально в районе междуречья Горного и Гнилого Тикичей, в связи с чем этот участок описан отдельно, хотя он и не образует обособленной структурной зоны.

Метаморфические породы Росинско-Тикичского района однообразны и представлены рядом богатых СаО пород — амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и гнейсами; редки биотитовые и особенно гранат- и силлиманитсодержащие гнейсы. Степень метаморфизма суперкрупных пород обычно не превышает уровня амфиболитовой фации. Согласно схеме УРМСК метаморфические породы принадлежат к росинско-тикичской серии архея возрастом около 2650 млн. лет (Каталог изотопных дат ..., 1978). В переходных зонах, а также в некоторых структурах Володарской и Белоцерковской групп магнитных аномалий представлены породы, вероятно, днестровско-бугской серии архея, степень метаморфизма которых достигала уровня гранулитовой фации. Изучение процессов преобразования пород днестровско-бугской серии в переходных зонах позволяет сделать вывод о происхождении по крайней мере части разреза, относимого к росинско-тикичской серии, в результате диафтореза пород днестровско-бугской серии.

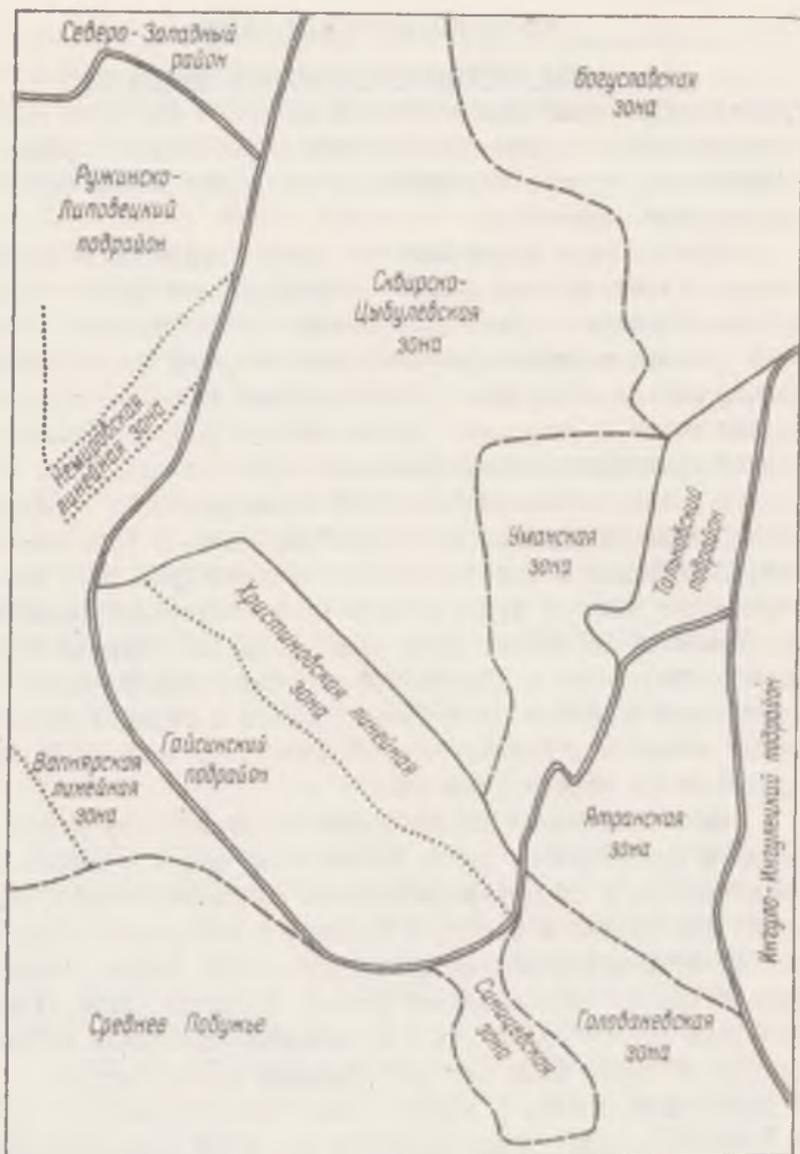


Рис.16. Схема метаморфического районирования Росинско-Тыичьского района:

1 - границы районов; 2 - границы подрайонов; 3 - границы зон; 4 - границы линейных зон диафтореза

Среди ультраметаморфических образований Росинско-Тикичского района выделяют звенигородский комплекс гранодиоритов и плагиогранитов и кировоградско-житомирский комплекс нормальных гранитов. Первый из них, учитывая данные изотопной геохронологии (2630–2670 млн. лет), принимается за ультраметаморфический аналог росинско-тикичской серии, а второй рассматривается в качестве аналога серий нижнего протерозоя – тетеревской или бугской. Порода тетеревской и бугской серий, однако, в Росинско-Тикичском районе нет, тогда как останцы метаморфических пород в гранитоидах отвечают по составу росинско-тикичской серии.

Метаморфическая зональность

Ружинско-Липовецкий подрайон

На границе Бугско-Днестровского и Росинско-Тикичского районов выделен Ружинско-Липовецкий подрайон. Петрографическим фоном подрайона служат бердичевские граниты восточной окраины Казатинского массива. В них наблюдается собственная зональность, подобная, описанной для северной окраины поля развития бердичевских гранитов (Букинский подрайон). Плавный переход от типичных гранат-кордиеритовых гранитов к биотитовым плагиогранитам, установленный недавно Г.Г.Виноградовым и Г.С.Безверхним, наряду с микроструктурными и петрохимическими особенностями позволили рассматривать гранитоиды Ружинско-Липовецкого подрайона как естественное продолжение поля бердичевских гранитов.

В южной части переходной зоны (район г.Липовца) среди бескордиеритовых бердичевских гранитов выступают породы типично гранулитовой фации, представленные небольшими телами эндербитов, антипертитовых гиперстеновых чарнокитов с низким содержанием кварца (ятранский тип чарнокитов). С чарнокитоидами ассоциируют двупироксеновые кристаллосланцы и безрудные гиперстен-гранатовые кварциты. По геотермометрии для этой части подрайона получены цифры 910–1060 К (табл.13, 14). В северной части подрайона редкие ксенолиты пород гранулитовой фации среди бердичевских гранитов представлены биотит-гиперстеновыми кристаллосланцами. Наложение низкой субфации выражается в интенсивном замещении гиперстена бесцветным или очень бледным кальциевым амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Составы ортопироксена и биотита экстремальные. Температуры по геотермометрам равны 950–990 К. Таким образом, в направлении с юга на север намечается некоторое, фиксируемое геотермометрами, понижение максимума метаморфизма в гранули-

Т а б л и ц а 13. Минеральные парагенезисы пород Ружинско-Липовецкого подрайона

Номер образца	Местоположение и тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии Т, К	Автор, источник
2514	С. Скакунка (р-н г. Липовца), гранодиорит	Гл ₅₄ +Бл ₅₆ +Пл+Мн+Кв	980	Рябоконт, Щербаков (1977)
2493	Там же, кристаллосланец	Гл ₃₉ +Бл ₂₈ +Ро+Пл ₆₉	1060	Рябоконт, Щербаков (1977)
2640	Г. Ружин, кристаллосланец	Гл ₃₀ +Бл ₂₈ +Ро ₁₅ +Пл ₅₅ +Кв	950, 990	И. Б. Щербаков
2641	Там же, плагиогнейс	Гр ₈₇ +Бл ₅₃ +Си+Кв	850	Ш. Б. Щербаков
Немировская зона диафтореза				
2620	Амфиболит	Ро ₄₇ +Бл ₄₃ +Пл ₅₇	850-910	И. Б. Щербаков
РТ-3	Кристаллосланец	Ро ₅₀ +Бл ₅₂ +Пл, Кв	940	В. В. Зильде
РТ-4	Амфиболит	Ро ₄₆ +Бл ₄₃ +Пл	920	В. В. Зильде

товой фации, что в целом совпадает с зональностью в Воляно-Подольском блоке.

В районе г. Липовца среди гранитов встречены ксенолиты биотит-куммингтонитовых плагиогнейсов с плагиоклазом повышенной основности (№ 40), а также биотит-гранатовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы. В последних роговая обманка желтовато-зеленая, чем она отличается от голубовато-зеленых роговых обманок Белоцерковско-Уманского подрайона. В северной части подрайона (г. Ружин) встречаются ксенолиты диопсид-роговообманковых биотит-амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов. Роговая обманка в этих породах также желтовато-зеленая; нередко замещается куммингтонитом и голубовато-зеленой роговой обманкой. В районе с. Ягнятина обнаружены ксенолиты гранат-графит-биотитовых плагиогнейсов, иногда с кордиеритом и призматическим сядлиманитом. Низкие температуры, определенные по биотит-гранатовому геотермометру Перчука (1976) (820-860 К, см. табл. 13), составы биотита и граната свидетельствуют о переработке метапелитов в условиях низкой амфиболитовой - эпидот-амфиболитовой фаций.

Немировская линейная зона диафторитов хорошо прослеживается в Днестровско-Бугском районе по показаниям геотермометров и наложению парагенезисов низкой амфиболитовой фации непосредственно на породы гранулитовой фации. В Росинско-Тикичском районе зона затухает, но ее существование определяется по широкому развитию голубовато-зеленой роговой обманки в метабазах и по геотермометрии.

Гайсинский подрайон

Переходная зона от чарнокитов Среднего Побужья к гранитам Росинско-Тикичского района представлена в Гайсинском подрайоне. От остальной части Росинско-Тикичского района он отделен Христиновской линейной зоной диафторитов северо-западного простирания.

События, образующие петрографический фон подрайона, слагают ряд от диорита до розового аплит-пегматоидного гранита со всеми промежуточными разновидностями (Рябokonь, Щербаков, 1977). Поле развития событий представляет собой мозаику из сложного сочетания событий разного состава с преобладанием биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Все разновидности событий нередко можно наблюдать в одном обнажении.

Для событий характерны неравновесные ассоциации минералов гранулитовой и амфиболитовой фаций. Гиперстен замещается кум-

Т а б л и ц а 14. Химический состав породообразующих минералов

№ п/п	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Ружинско-Липовец							
1	Гиперстен	52,14	0,17	2,87	0,39	22,45	0,59
	Биотит	38,24	2,58	16,26	1,94	10,30	0,10
	Порода	47,90	0,32	17,25	0,96	9,61	0,177
2	Гиперстен	52,54	0,13	1,11	6,42	17,02	0,64
	Роговая обманка	49,02	0,76	8,12	3,98	5,72	0,15
	Биотит	37,55	2,50	16,64	2,14	11,58	0,08
	Порода	49,91	0,75	15,47	0,94	8,16	0,182
3	Роговая обманка	45,80	1,33	11,45	8,53	7,78	0,253
	Биотит	38,54	1,91	16,60	2,82	13,90	0,164
	Порода	58,50	0,67	16,56	1,82	4,98	0,099
4	Роговая обманка	43,72	1,29	11,74	5,55	11,81	0,339
	Биотит	37,22	2,64	16,70	4,77	14,25	0,282
	Порода	58,21	0,47	21,13	2,12	3,08	0,053
5	Гиперстен	48,65	0,14	0,55	2,48	30,70	0,86
	Биотит	39,50	4,88	15,07	3,63	17,13	0,16
	Порода	63,31	1,00	16,71	1,76	4,16	0,05
6	Гранат	36,62	0,13	20,97	4,18	32,28	1,57
	Биотит	36,64	2,32	17,08	2,48	18,02	0,06
	Порода	65,28	0,68	16,29	0,85	5,24	0,039
Гайсинский							
7	Гранат	37,70	0,30	19,60	2,00	26,30	3,80
	Гиперстен	50,70	0,17	0,82	1,94	28,17	0,91
	Биотит	36,36	3,01	14,93	2,74	16,87	0,15
	Порода	57,85	0,69	15,77	0,75	8,03	0,095
8	Гиперстен	50,68	0,21	1,40	0,80	27,74	0,31
	Диопсид	51,89	0,26	1,44	1,67	9,44	0,53
	Роговая обманка	42,20	2,26	10,55	4,50	12,73	0,21
	Порода	52,19	1,03	14,26	2,81	9,12	0,123
9	Диопсид	52,21	0,09	0,40	1,78	7,15	0,62
	Роговая обманка	46,58	0,76	7,28	3,78	9,72	0,67
	Биотит	37,93	2,50	15,25	2,78	11,73	0,10
	Порода	52,65	0,96	9,32	3,44	7,16	0,521
10	Роговая обманка	44,31	0,79	10,63	4,12	13,44	0,45
	Биотит	36,53	2,04	17,02	2,30	15,44	0,15
	Порода	47,61	0,82	15,93	2,40	9,96	0,072
11	Роговая обманка	43,60	1,40	10,69	4,43	13,64	0,34
	Биотит	37,40	4,30	15,00	1,72	17,38	0,21
12	Роговая обманка	45,26	1,37	9,73	5,58	12,24	0,27
	Биотит	37,35	2,55	16,06	3,58	15,84	0,14
	Порода	53,12	0,80	15,50	2,86	8,64	0,06
13	Роговая обманка	43,10	1,28	10,81	4,66	12,35	0,48
	Биотит	37,52	3,25	16,04	2,18	14,40	0,20
	Порода	53,00	0,71	17,56	4,78	5,47	0,06

и пород Росинско-Тикицкого района, %

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
кий подрайон								
	20,50	0,41	0,20	0,50	-	0,16	-	100,38
	17,80	0,28	0,20	8,80	-	0,52	2,50	99,56
	10,51	8,74	1,25	0,38	0,023	0,05	2,36	99,50
	22,06	0,18	0,20	-	-	0,04	-	100,34
	17,40	11,50	1,20	0,50	-	0,20	0,92	99,95
	16,90	0,07	0,20	8,80	-	0,40	2,28	99,60
	12,06	8,15	0,96	1,39	0,618	0,40	1,36	100,29
	10,22	10,38	0,90	1,05	0,069	0,10	2,20	100,17
	12,60	1,57	0,50	6,17	0,03	0,26	4,75	99,65
	7,46	7,64	2,56	0,99	0,188	0,10	1,40	99,98
	9,58	11,14	0,95	0,89	0,013	-	2,15	99,59
	10,04	3,07	0,41	5,98	0,016	0,29	4,00	100,02
	2,05	6,87	3,37	1,04	0,108	0,12	1,05	99,95
	13,60	1,40	Следы	Следы	0,10	0,26	1,68	100,42
	9,87	0,60	0,73	6,28	0,08	-	2,27	100,68
	2,18	3,39	3,68	2,23	0,16	0,07	1,11	100,00
	3,17	0,07	0,15	0,30	Следы	-	0,20	99,64
	10,25	-	0,20	8,60	-	1,18	3,34	100,43
	2,24	1,80	3,24	2,44	0,143	0,03	1,29	99,53
подрайон								
	4,90	4,80	-	-	-	-	-	99,70
	17,09	0,18	0,10	0,10	-	0,16	-	100,34
	12,18	0,21	0,15	8,90	-	1,48	2,64	99,74
	5,69	5,15	1,75	2,22	0,089	0,12	1,41	99,51
	18,01	0,33	0,10	0,10	-	0,16	-	100,34
	12,23	21,24	0,50	0,06	-	0,32	0,75	100,49
	10,26	11,50	2,00	1,50	-	0,20	1,61	99,58
	6,85	8,45	2,73	0,57	0,094	2,03	1,01	99,52
	13,24	22,04	0,70	0,10	-	0,36	0,89	99,82
	14,43	12,36	1,30	0,80	-	0,36	1,32	99,72
	16,88	0,21	0,10	8,90	-	0,36	2,32	99,53
	10,55	9,05	1,42	2,75	0,202	0,06	1,54	99,70
	11,18	11,06	2,00	0,50	-	0,04	1,71	100,39
	13,15	0,21	0,20	8,60	-	1,32	2,64	99,70
	9,65	7,43	2,95	1,51	0,081	0,07	1,64	100,15
	10,27	11,70	1,40	1,00	-	0,02	1,83	100,39
	10,94	1,48	0,50	8,40	-	0,06	2,50	100,05
	10,27	11,32	1,17	0,80	0,13	-	1,66	99,80
	11,49	0,98	0,40	8,80	0,03	0,10	2,64	99,96
	6,40	5,43	2,44	2,91	0,40	0,09	1,56	100,21
	11,28	11,94	1,20	0,84	0,05	0,04	1,95	99,98
	13,41	1,19	0,40	8,64	0,05	0,01	2,54	100,01
	4,88	7,76	3,15	1,35	0,27	0,09	1,41	100,49

Окончание

№ п/п	Минерал, порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
14	Роговая обманка	43,68	1,26	10,18	3,79	16,37	0,48
	Биотит	36,29	4,17	14,75	2,45	19,01	0,25
	Порода	66,52	0,35	19,93	0,83	2,87	0,05
Белоцерковско-Уманский подрайон,							
15	Биотит	36,10	2,60	16,05	1,88	16,73	0,10
	Порода	47,91	1,63	18,58	4,31	8,60	0,09
Тикичский подрайон,							
16	Гранат	37,06	0,10	21,52	0,37	28,78	3,26
	Роговая обманка	39,59	1,08	13,87	3,39	18,53	0,34
	Порода	52,63	2,05	12,98	2,86	12,52	0,31
Западная окраина Ингуло-							
17	Гранат	37,25	сл.	20,61	1,88	29,95	0,88
	Гиперстен	50,60	0,12	1,04	2,12	24,91	0,52
	Биотит	36,34	3,82	15,60	3,96	13,80	0,03
	Порода	53,14	1,14	17,05	1,83	8,77	0,15
18	Гранат	38,52	0,02	19,47	0,02	31,61	3,67
	Биотит	34,82	2,96	18,48	8,44	12,32	0,30
	Порода	56,15	0,97	19,40	0,02	0,05	0,07
19	Гранат	37,84	0,09	20,93	3,07	28,51	1,74
	Биотит	35,67	4,56	14,32	4,56	15,80	0,17
	Порода	57,41	1,43	15,43	1,14	9,70	0,18
20	Гранат	37,50	0,02	20,54	0,30	32,33	3,35
	Биотит	34,78	3,23	18,17	8,16	11,99	0,10
	Порода	60,20	1,00	18,00	2,30	4,59	0,10
21	Гранат	38,31	0,05	20,07	0,10	20,40	12,12
	Биотит	34,18	3,23	16,62	8,66	15,09	0,34
	Порода	62,79	0,40	16,39	0,74	5,76	0,65
22	Гранат	37,49	0,13	20,21	10,75	22,32	1,23
	Биотит	35,50	2,52	19,06	4,39	15,26	0,80
23	Гранат	38,13	0,01	19,90	0,05	31,22	4,42
	Биотит	34,96	3,12	18,27	7,94	13,32	0,21
24	Гранат	38,77	0,02	21,19	0,16	18,10	11,54
	Биотит	36,85	3,62	18,62	4,66	6,77	0,24
25	Гранат	38,33	0,02	21,21	3,0	26,93	0,68
	Биотит	36,35	3,90	17,12	3,79	12,07	0,03
	Порода	59,06	1,03	16,94	1,19	6,86	0,13
26	Гранат	37,90	0,01	20,19	0,07	31,90	3,17
	Биотит	34,83	2,96	19,33	8,33	12,43	0,24
27	Гранат	37,76	0,02	20,02	0,08	33,33	5,62
	Биотит	33,60	3,40	16,66	11,94	16,20	0,21
	Порода	73,98	0,24	11,41	0,36	2,16	0,07

табл. 14

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	П.п.п.	Сумма
8,76	11,66	1,15	1,04	0,01	0,06	2,13	100,57
9,65	1,40	0,20	8,70	0,14	0,01	2,95	100,23
1,71	4,25	3,98	1,70	0,31	0,69	1,01	100,19
Скви́рско-Цыбулевская зона							
12,24	0,21	0,20	8,40	-	1,73	3,48	99,73
4,42	6,91	2,90	1,33	0,93	0,01	1,64	99,51
Лысянская зона							
2,00	6,58	0,40	0,10	-	0,02	0,22	100,41
6,51	12,32	1,30	0,80	-	0,08	2,15	99,96
3,60	7,28	1,80	1,10	0,41	0,07	0,91	100,29
Ингулецкого района							
6,64	2,15	0,04	0,10	-	0,44	0,44	100,38
18,86	0,68	0,08	0,06	-	0,12	0,70	99,80
13,36	0,23	0,20	8,40	-	0,18	3,63	99,81
6,82	5,97	1,78	2,05	0,27	-	0,94	100,38
4,89	0,10	0,11	0,11	-	0,24	0,96	99,72
10,59	0,28	0,40	9,12	-	0,09	2,47	100,52
4,11	4,27	3,12	3,15	-	0,12	1,70	99,13
3,13	4,15	0,04	0,05	-	0,08	0,26	99,89
11,48	0,23	0,16	8,99	-	0,24	2,95	99,96
4,42	5,16	0,88	2,05	0,16	-	1,31	99,91
5,03	0,05	0,08	0,07	-	-	1,01	100,48
10,95	0,28	0,20	9,20	-	0,09	2,55	99,85
2,26	4,80	3,55	1,90	0,30	-	1,00	100,00
1,77	5,18	0,15	0,15	-	0,12	1,52	99,94
9,77	0,35	0,40	8,36	-	0,09	3,04	100,23
3,15	3,07	2,99	2,03	0,19	0,24	1,11	99,51
5,13	0,99	Следы	0,03	-	-	1,42	99,70
10,40	Следы	0,14	9,13	0,07	0,04	2,56	100,18
5,08	0,28	0,14	0,12	-	-	1,01	100,38
9,92	0,35	0,20	9,40	-	0,10	2,50	100,64
8,02	0,70	0,11	0,08	-	-	0,99	99,68
16,35	0,28	0,40	8,80	-	0,07	2,92	99,71
6,55	1,72	0,08	0,08	-	0,60	0,38	99,58
13,55	0,11	0,16	8,99	-	0,45	3,11	99,94
4,07	3,71	2,14	2,67	0,18	-	1,50	100,19
5,05	0,08	0,09	0,09	-	0,08	1,13	99,76
9,90	0,56	0,20	8,36	-	0,10	2,50	100,19
1,16	0,84	0,14	0,11	-	0,08	0,97	100,21
5,65	0,56	0,20	8,16	-	0,10	3,12	100,25
0,30	0,96	3,03	4,08	0,17	0,03	2,57	96,36

Примечание. 1 - кристаллосланец (Пр+Ро+Би+Пл), обр.2493, с.Липовец, р.Собь, скв.110, гл.226,0-228,0 м (Рябконов, Щербаков, 1977); 2 - кристаллосланец (Пр+Ро+Би+Пл+Кв), обр.2640, с.Мерганов, р.Раставица, коллекция И.Б.Щербакова; 3 - амфиболит (Ро+Би+Пл), обр.РТ-4; с.Педосы, скв.3812, гл.80,0-85,0 м, коллекция В.В.Зольцле; 4 - кристаллосланец (Ро+Би+Пл+Кв), обр.РТ-3, там же, скв.3812, гл.50,0-53,0 м, коллекция В.В.Зольцле; 5 - гранодиорит (Пр+Би+Пл+Ми+Кв), обр.2514, с.Скакунка, скв.2147 (Рябконов, Щербаков, 1977); 6 - плагиоклаз (Пр+Би+Си+Кв), обр.2641, с.Лгнятин, р.Раставица, коллекция И.Б.Щербакова; 7 - кристаллосланец (Пр+Пр(Би+Пл+Кв)), обр.2503, с.Морозовка, р.Собь, скв.18461, коллекция И.Б.Щербакова; 8 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Пл), обр.2627, с.Брацлав, р.Южный Буг, коллекция И.Б.Щербакова; 9 - амфиболит (Пм+Ро+Би+Пл), обр.2629, с.Семенки, р.Южный Буг, коллекция И.Б.Щербакова; 10 - амфиболит (Ро+Би+Пл), обр.2628, с.Плисков, р.Соссошки, коллекция И.Б.Щербакова; 11 - амфиболит (Ро+Би+Пл+Ми), обр.2519, с.Марьяновка, скв.1929, коллекция И.Б.Щербакова; 12 - амфиболит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.2516, с.Ильинцы, р.Собь, скв.2032, коллекция И.Б.Щербакова; 13 - кварцевый диорит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.2517, с.Неменка, скв.2117 (Рябконов, Щербаков, 1977); 14 - гранодиорит (Ро+Би+Пл+Ми+Кв), обр.2518, с.Даньковка, скв.2047 (Рябконов, Щербаков, 1977); 15 - гнейс (Пр+Ро+Би+Пл+Кв), обр.2484, с.Княжья Крилица, р.Горный Тикич, скв.424, гл.226,0-230,2 м, коллекция И.Б.Щербакова; 16 - амфиболит (Пр+Ро+Би+Пл+Кв), обр.2507, с.Бужанка, р.Гнилой Тикич (Щербаков, 1975); 17 - плагиогнейс (Пр+Пр+Би+Пл+Кв), обр.2687, с.Скалевое, р.Большая Всь, скв.2131, гл.60,7-63,5 м, коллекция С.И.Слензака; 18 - плагиогнейс (Пр+Би+Пл+Кв), обр.1667, с.Колодистое, р.Гнилой Тикич, скв.4401, гл.72,0 м (Щербаков, 1975); 19 - плагиогнейс (Пр+Би+Пл+Кв), обр.2739, ст.Урки (Звенигородка), р.Гнилой Тикич, коллекция С.И.Слензака; 20 - плагиогнейс (Пр+Би+Пл+Кв+Гф), обр.1673, с.Кривые Колена, р.Горный Тикич, скв.7749 м (Щербаков, 1975); 21 - плагиогнейс (Пр+Би+Пл+Кв+Гф), обр.1539, с.Будише, р.Гнилой Тикич, скв.8134, гл.109,0 м, коллекция И.Б.Щербакова; 22 - плагиогнейс (Пр+Би+Пл+Кв), обр.1187, с.Хлиповка, левый берег Гнилого Тикича, скв.7740, гл.63,5 м (Щербаков, 1975); 23 - плагиогнейс (Пр+Би+Пл+Кв), обр.1638, с.Колодистое, р.Гнилой Тикич, скв.4410, гл.96,0 м (Щербаков, 1975); 24 - плагиогнейс (Пр+Би+Пл+Кв+Гф), обр.1648, с.Синяха, скв.7687 (Щербаков, 1975); 25 - гнейс (Пр+Би+Пл+Кв+Кш+Кв), обр.2711, с.Пещаное, р.Гнилой Тикич, скв.1957, гл.70,0-75,1 м, коллекция С.И.Слензака; 26 - гнейс (Пр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.1615, с.Колодистое, р.Гнилой Тикич, скв.4409, гл.77,0 м (Щербаков, 1975); 27 - гранит (Пр+Би+Пл+Ми+Кв), обр.1537, с.Соколовочка, скв.7768, гл.64,2 м (Щербаков, 1975). Кроме того, установлено в анализах (%): 1 (биотит) - SiO_2 0,52; 1 (порода) - SiO_2 0,03; 2 (биотит) - F 0,25; 2 (порода) - SiO_2 0,44; 3 (роговая обманка) - SiO_2 0,55; S 0,22; 3 (биотит) - SiO_2 0,10; 3 (порода) - SiO_2 0,56; 4 (роговая обманка) - SiO_2 0,12; 4 (биотит) - SiO_2 1,36; 4 (порода) - SiO_2 0,041; 5 (биотит) - F 0,48; 5 (порода) - SiO_2 0,07; 6 (биотит) - F 0,39; 6 (порода) - SiO_2 0,02; 7 (гранат) - Cr_2O_3 0,3; 7 (биотит) - Cr_2O_3 0,13; 8 (диопсид) - F 0,16; 8 (порода) - SiO_2 0,29; 9 (диопсид) - Cr_2O_3 0,10; F 0,24; 9 (роговая обманка) - Cr_2O_3 0,18; 9 (биотит) - Cr_2O_3 0,20; F 0,37; 9 (порода) - SiO_2 0,14; 10 (роговая обманка) - F 0,20; 10 (биотит) - F 0,17; 10 (порода) - SiO_2 0,20; 11 (роговая обманка) - F 0,07; 11 (биотит) - F 0,16; 13 (биотит) - F 0,18; 14 (биотит) - F 0,2; 15 (биотит) - F 0,02; 16 (порода) - S 0,32; CO_2 1,45; 17 (порода) - S 0,26; CO_2 0,21; 18 (биотит) - F 0,25; 19 (биотит) - F 0,40;

19 (порода) - S 0,16; CO_2 0,46; 20 (биотит) - F 0,15; 22 (биотит) - F 0,45; 23 (биотит) - F 0,25; 24 (биотит) - F 0,13; 25 (биотит) - F 0,53; 25 (порода) - S 0,31; 26 (биотит) - F 0,45; 27 (биотит) - F 0,45.

мигматитом и далее голубовато-зеленой роговой обманкой. Диопсид по составу отвечает клинопироксену промежуточных чарнокитов Н.Л.Добрецова и др. (1971). Железистость сосуществующих биотита и роговой обманки нередко одинакова (табл.15), в зонах катаклаза появляется эпидот.

Как было показано ранее (Щербаков, Рокачук, 1979), по микродефектности, а также по другим свойствам щелочные полевые шпаты соботов образуют единый ряд упорядочения - бердичевские граниты - собиты - уманские граниты. Кривые термовывесчивания собитового типа характерны и для других зон - Букинского и Тикичского подрайонов.

Метаморфизм собитовой зоны определяется сосуществованием парагенезисов минералов гранулитовой фации, высокой амфиболитовой и низкой амфиболитовой фаций. По геотермометрам установлены высокие температуры формирования гранулитовых ассоциаций (см. табл.15) - 950-1020 К и низкие для беспироксеновых пород - 840-880 К.

Христиновская линейная зона диафтореза в южной части картируется по развитию двухслюдяных гранитов и гранодиоритов с голубовато-зеленой роговой обманкой. Породы амфиболитовой фации - биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты сохраняются в виде небольших реликтовых тел. В северо-западной части Христиновская зона устанавливается по развитию голубовато-зеленой роговой обманки и данным геотермометрии (см. табл.15).

Юго-восточное окончание Вапнярской зоны в подрайоне прослеживается не только по геотермометрам (например обр.2632, см. табл.15), но и по широкому развитию порфиривидных равномернозернистых и аплято-пегматOIDных гранитов кировоградско-житомирского типа.

Белоцерковско-Уманский подрайон

Особенностью Белоцерковско-Уманского подрайона является широкое развитие гранитоидов: на 90% он сложен порфиривидными и равномернозернистыми гранитами и их мигматитами. Широко распространены также плагиограниты и гранодиориты звенигородского комплекса. Метаморфические породы, преимущественно богатые CaO , слагают

Т а б л и ц а 15. Минеральные парагенезисы пород Гайсинского подрайона

Номер образца	Местоположение, тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии Т,К	Автор, источник
2629	Амфиболит	Ди ₂₈ +Ро ₃₅ +Би ₃₂ +Пл ₂₈	950,960,1020	И.Б.Щербаков
2627	Кристаллосланец	Ги ₄₈ +Ди ₃₅ +Ро ₄₈ +Пл ₃₅	940,1020,1020,	И.Б.Щербаков
2628	Амфиболит	Ро ₄₇ +Би ₄₃ +Пл ₃₀	1020 850-910	И.Б.Щербаков
2519	"	Ро ₅₂ +Би ₅₁ +Пл	855	И.Б.Щербаков
2516	Амфиболит, Христиновская зона диафтореза	Ро ₄₉ +Би ₄₈ +Пл+Кв	855	Рябокоть, Щербаков (1977)
2517	Кварцевый диорит, там же	Ро ₄₆ +Би ₄₁ +Пл+Кв	855	Рябокоть, Щербаков (1977)
2518	Гранодиорит, там же	Ро ₅₇ +Би ₅₆ +Пл+Кв+Ми	855	Рябокоть, Щербаков (1977)
2503	Кристаллосланец, там же	Гр ₇₉ +Ги ₄₈ +Би ₄₄ +Пл ₄₇ +Кв	880,900,1020	И.Б.Щербаков
2632	Гранодиорит, Вапнярская зона (соби́т)	Ро ₄₇ +Би ₄₀ +Пл+Кв+Ми	840	И.Б.Щербаков

останцы в поле гранитоидов. Кроме того, известны крупные останцы пород гранулитовой фации, в том числе магнетитовых кварцитов, что послужило в свое время основанием для выделения Белоцерковско-Одесской структурной зоны (Белевцев, Прусс, 1962).

В подрайоне происходит дальнейшее усиление диафторического метаморфизма, связанного с гранитообразованием в условиях амфиболитовой фации. По степени развития "гранитного" метаморфизма подрайон разделяется на три зоны: Сквирско-Цыбулевскую, Богуславскую и Уманскую.

Метаморфизм пород Сквирско-Цыбулевской зоны, в целом, определяется высокой амфиболитовой с наложенной низкой амфиболитовой фациями. Реликты пород высокой амфиболитовой, возможно даже гранулитовой фации, кроме многочисленных участков магнитных аномалий районов Володарка - Белая Церковь известны также в южной части зоны - в районе Цыбулев - Тетиев (истоки Горного Тикича). В геологическом отношении эта часть Сквирско-Цыбулевской зоны представляет собой северную оконечность Гайсинского подрайона, отсеченную Христиновской линейной зоной диафтореза. Здесь среди гранитов и гранодиоритов, которые можно рассматривать в качестве продуктов плагиогранитизации собитов, установлены останцы биотит-куммингтонитовых плагиогнейсов, куммингтонит-магнетитовых кварцитов, диопсидсодержащих амфиболитов, беспироксеновых амфиболитов и биотит-амфиболовых плагиогнейсов. Куммингтонит в большинстве пород замещается бледной дымчато-зеленой и голубовато-зеленой роговыми обманками. По мере исчезновения куммингтонита роговая обманка приобретает все более интенсивный голубовато-зеленый оттенок и далее во всем Белоцерковско-Уманском подрайоне такая роговая обманка преобладает. Плагиоклаз наблюдается в ассоциации с куммингтонитом, № 35 - 40, редко до № 50. Температуры, установленные по парам желто-зеленая роговая обманка - биотит, достигают 970-1020 К.

Парагенезисы с куммингтонитом характеризуют высокую амфиболитовую фацию низкого давления (Термо- и барометрия..., 1977). Бледная роговая обманка эденит-паргаситового ряда, вероятно, фиксирует наложение низкой амфиболитовой фации, а ее замещение голубовато-зеленой роговой обманкой - результат "гранитного" метаморфизма. Реликты диопсида и куммингтонита изредка встречаются почти по всей площади Росинско-Тикичского района, что служит одним из доказательств диафторического способа образования метабазитов росинско-тикичской серии.

Богатые СаО породы Сквирско-Дыбулевской зоны (амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы и гнейсы) сложены голубовато-зеленой роговой обманкой ($f = 40-60$), зеленовато-бурым биотитом ($f = 40-52$), плагиоклазом (среднее № 32). Минералы группы эпидота сплошного распространения не имеют. Как правило, составы сосуществующих биотита и роговой обманки экстремальные с железистостью около 50, вследствие чего геотермометры дают низкие температуры – около 840–855 К (см. табл.16).

Останцы высокометаморфизованных пород Володарской и Белоцерковской групп магнитных аномалий в схеме УРМСК рассматриваются как стратотипы соответственно володарской и белоцерковской свит, слагающих росинско-тикичскую серию.

Володарская свита сложена двупироксеновыми, гиперстен-плагиоклазовыми, амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами, амфибол- и биотитсодержащими кристаллосланцами и плагиогнейсами, железистыми кварцитами, гранат-пироксеновыми (с гроссуляр-андрадитовым гранатом) кристаллосланцами и очень редкими прослоями гранат-биотитовых плагиогнейсов (Стрыгин и Кобзарь, 1966; Ярошук, 1966; Батиевский и др., 1972). Породы гранулитовой фации сохраняются лишь в крупных структурах (Володарская, Северо-Березнянская и др.).

Типичные породы гранулитовой фации – гиперстен-плагиоклазовые и двупироксеновые кристаллосланцы – установлены и детально описаны М.А.Ярошук (1968) в скважинах у сел Володарки и Северной Березны. Гиперстен ($f = 42-60$) в гиперстен-плагиоклазовых кристаллосланцах образует скелетные зерна; плагиоклаз № 50–62. В двупироксеновых кристаллосланцах установлены гиперстен-плагиоклазовые симплектиты и гранатовые оторочки, что свидетельствует о начальных этапах эклогитизации (Щербаков, 1965). В то же время высокая железистость гиперстена в парагенезисе Пр+Пл указывает на сравнительно низкие РТ-условия его формирования. Наложенный метаморфизм метабазитов выражается в образовании куммингтонита по гиперстену и голубовато-зеленого амфибола по буровато-зеленой и зеленой роговым обманкам.

Амфиболиты володарской свиты содержат сравнительно высокотемпературную зеленую и буровато-зеленую роговые обманки и плагиоклаз № 40. Железистые кварциты Володарской аномалии сложены кварцем, гиперстеном ($f = 70-85$), нередко гранатом ($f = 78-82$), клинопироксеном ($f = 60-65$), вторичным куммингтонитом ($f = 55-70$), иногда оливином. По минеральному составу эти породы вполне

Т а б л и ц а 16. Минеральные парагенезисы пород Белоцерковско-Уманского подрайона

Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии Т, К
Сквирско-Цыбулевская зона			
596	Плагиогнейс	Ро ₅₁ +Би ₅₀ +Пл ₃₅ +Кв	855
600	"	Ро ₅₄ +Би ₅₀ +Пл+Кв	840
625	Гранодиорит	Ро ₅₁ +Би ₅₀ +Пл+Ми+Кв+Эп	855
2485	Амфиболит	Пр+Ро ₄₆ +Би ₄₅ +Пл	855
2476	Плагиогнейс	Гр ₈₈ +Би ₆₅ +Си+Ко+Анд+Ст+Пл+Му+Кв	910
2484	Гнейс	Ги+Ро+Би ₄₆ +Пл ₄₈ +Кв	Амфиболитовая фа́ция
Уманская зона			
691	Гранодиорит	Ро ₅₅ +Би ₅₀ +Пл ₃₃ +Кв+Эп	840
653	Гнейс	Ро ₅₆ +Би ₅₀ +Пл ₂₅ +Кв+Ми+Сф	840
1423	Амфиболит	Ро ₅₃ +Би ₄₈ +Пл+Кв+Ми	840
681а	Гранодиорит	Ро ₃₃ +Би ₃₈ +Пл+Кв+Эп	940
1261	Диорит	Ро ₄₈ +Би ₄₉ +Пл ₃₈ +Кв	870
686	Гранодиорит	Ро ₃₄ +Би ₄₂ +Пл ₂₆ +Кв+Эп	970

* Данные И.Б.Шербакова (1975).

аналогичны железистым породам Среднего Побужья, но отличаются несколько более высокой железистостью силикатов.

Определение температур образования пород района Володарских магнитных аномалий по имеющимся данным (Ярошук, 1966, 1968) дает интервал 950–1020 К по паре железистая роговая обманка – реликтовый диопсид – 900 К. По паре гиперстен – гранат определено давление высокотемпературной стадии метаморфизма $7,7 \cdot 10^8$ Па при температуре 950 К.

Сравнительно высокие, вероятно реликтовые, температуры (950–1020 К) получены и для пород володарской свиты, встреченных вне магнитных аномалий, например для куммингтонит-роговообманковых кристаллосланцев с реликтами диопсида с.Озерного. Несколько более низкие температуры (950–980 К) отвечают, вероятно, парам голубова-

то-зеленая роговая обманка – основной плагиоклаз (редиктовый). Голубовато-зеленая роговая обманка с кислым плагиоклазом и биотитом дает температуры 900–920 К. Более трети полученных пород володарской свиты образовались при температурах 900–930 К. Такие температуры особенно характерны для гранодиоритов и отражают, вероятно, первый этап гранитизации – плагиогранитизации.

Белоцерковская свита сложена метабазитами, железистыми кварцитами, кальцифирами, известково-силикатными кристаллосланцами; очень редки метапелиты. Метабазиты представлены амфиболитами и амфиболсодержащими плагиогнейсами с голубовато-зеленой, нередко призматической роговой обманкой и плагиоклазом № 25–30. В железистых кварцитах гиперстена нет; вместо него развит, по-видимому, первичный куммингтонит с железистостью 55–70. Типоморфными породами белоцерковской свиты являются кальцифиры, силикаты в которых представлены форстеритом, диопсидом, микроклином и флогопитом. Известково-силикатные кристаллосланцы сложены диопсидом, флогопитом, голубовато-зеленой роговой обманкой ($f = 17$), плагиоклазом № 40, везувианом. Метапелиты представлены гранат-биотитовыми и гранат-кордиерит-силлиманитовыми двуслюдяными плагиогнейсами (табл. 16). По геотермометрам фиксируются температуры 900–930 К, которые, возможно, и отражают максимум прогрессивного метаморфизма пород белоцерковской свиты. Второй интервал температур (810–880 К), по-видимому, фиксирует условия формирования гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса.

В породах белоцерковской свиты установлен уникальный для западной половины Украинского щита парагенезис: $Gr+Bi+Si+And+Ko+St+Mu+Pl+Kv$. (см. табл. 16). Порода явно неравновесна: первичный парагенезис был, вероятно, $St+And+Mu+Pl+Kv$. Ставролит ($\mu_p = 1,745$, $f = 87-88$) находится в виде включений в кордиерите и гранате. По мнению В.В.Федькина (1975), ставролит в двуслюдяных метапелитах устойчив ниже температуры 890 К. С.П.Кориковский (1979) считает, что ставролит во всех случаях устойчив ниже реакции разложения мусковита в пределах $P_5 = 3-5,5 \cdot 10^8$ Па. Температура равновесия по биотит-гранатовому геотермометру 910 К, по ставролит-гранатовому значительно меньше – 870 К. Особый интерес представляет тот факт, что данный парагенезис несомненно отражает прогрессивную направленность метаморфизма, фиксируя переход от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фациям.

Богуславская зона сложена преимущественно порфиробластическими гранитами Богуславского массива. Метаморфи-

ческие породы представлены амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами с голубовато-зеленой роговой обманкой. Температуры 810–880 К, т.е. обычные температуры формирования калиевых гранитоидов. Никаких признаков более высоких фаций не установлено.

Уманская зона включает одноименный массив порфиробластических и равномернoзернистых гранитов и их мигматитов. Останцы метаморфических пород представлены амфиболсодержащими породами с голубовато-зеленой роговой обманкой и зеленовато-бурым биотитом. Основанием для отнесения пород Уманской зоны к низкой амфиболитовой фации с наложением эпидот-амфиболитовой фации послужили повсеместное развитие эпидота и мусковита, составы биотита и роговой обманки, низкие температуры по геотермометрам (740–870 К). Однако в гранодиоритах и здесь отмечены высокие температуры по диаграммам фазового соответствия биотита и роговой обманки – до 970 К.

При изучении калиевых полевых шпатов Уманского массива (Щербаков и др., 1971) установлено, что они являются наиболее упорядоченными калиевыми полевыми шпатами Украинского щита. По некоторым признакам удалось проследить связь калиевых полевых шпатов уманских гранитов и собитов. Этот факт, а также совершенно одинаковый внешний облик уманских гранитов и собитовых гранитов, петрохимическое сходство, находки среди уманских гранитов аксессуарных количеств пироксенов и граната, высокие реликтовые температуры, а также пространственная связь уманских гранитов и собитов позволяют рассматривать уманские граниты как продукт дальнейшей переработки собитов, иными словами, вести происхождение уманских гранитов от чарнокитов.

Тикичский подрайон

Тикичский подрайон находится на стыке трех районов и представляет собой восточное замыкание "гранулитовой дуги" Днестровско-Бугского района (рис.17). В подрайоне происходит постепенный переход от гранулитовой к амфиболитовой фациям. Одновременно сужается петрографический спектр пород: если в южной, гранулитовой, части подрайона представлены почти все петрохимические типы, характерные для Среднего Побужья, в северной его части резко преобладают метаморфические породы метабазитового состава. В возрастном отношении комплекс пород южной части подрайона относится к архейской днестровско-бугской серии, а северной – к росинско-тикич-

ской. Главными границами подрайона служат Савранско-Мироновская (Тальновская) и Первомайско-Трактемировская зоны разломов, смыкающиеся на севере, вследствие чего Тикичский подрайон известен также под названием "Лысянский клин" (Щербаков, 1975). Из двух разломов лишь Тальновский, причем только в средней части (на широте г. Умани), является четкой геологической границей: резкая смена пород гранулитовой и амфиболитовой фаций происходит на протяжении нескольких километров. Севернее г. Тального вдоль Тальновского разлома четкого разделения пород разных фаций и разного петрографического состава не наблюдается. Граница между Росинско-Тикичским и Ингуло-Ингулецким районами также до сих пор не выяснена. Установлено, что гнейсы чечелевской свиты распространяются и западнее Первомайско-Трактемировской зоны разломов, а чарнокиты побужского типа известны восточнее Первомайского разлома. По-видимому, границей двух районов служит сложная ступенчатая или кулисообразная система разломов; можно допустить также латеральный переход от пород росинско-тикичской к образованиям ингуло-ингулецкой серии.

В Тикичском подрайоне в направлении с севера на юг выделяются следующие метаморфические зоны: Лысянская, Кобриковская и Тальновская; в этом же направлении уменьшается степень метаморфизма пород.

Лысянская зона сложена главным образом плагиогранитами и плагиомигматитами. Метаморфические породы представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, двуслюдяными плагиогнейсами и амфиболитами; установлены также маломощные прослои бибтит-гранатовых гнейсов и гранатовых амфиболитов.

Роговая обманка в богатых СаО породах Лысянской зоны голубовато-зеленая; как и биотит, она активно замещается эпидотом. По биотит-роговообманковому геотермометру получены температуры 820-890 К, по плагиоклаз-роговообманковому - 800-970 К, по биотит-гранатовому - 910 К, по гранат-роговообманковому - 880 К (табл. 17).

Кобриковская зона также сложена плагиогранитами, плагиомигматитами с небольшими телами биотит-амфиболовых и двуслюдяных плагиогнейсов. Повсюду обильно развиты эпидот и мусковит. Основанием для выделения в этой зоне высокой амфиболитовой фации послужили реликты диопсида в амфиболитах.

Тальновская ("куммингтонитовая") зона в геологическом отношении является северным

Т а б л и ц а 17. Минеральные парагенезисы пород Тикичского под-района *

Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные гео-термометрии Т, К
Лысянская зона			
1094	Плаггиогнейс	Ро ₄₈ +Би ₅₁ +Пл ₃₈ +Кв+Сф	890
1096	Амфиболит	Ро ₃₂ +Би+Пл ₃₅ +Ми+Кв+эл+Сф	
1098	Плаггиогнейс	Гр ₈₃ +Би ₅₄ +Пл ₃₉ +Кв	910
2507	Амфиболит	Гр ₉₀ +Ро ₆₅ +Пл ₄₆ +Би+Кв	880
782	Амфиболит	Ро ₆₁ +Пл ₃₅	970
1113	Диорит	Ро ₅₉ +Би ₅₀ +Пл+Кв	830
712	Гнейс	Ро ₆₃ +Би ₅₉ +Пл+Ми+Кв	830
Тальновская зона			
1696	Амфиболит	Ро ₅₇ +Би ₅₃ +Пл+Кв	840
1810	Амфиболит	Ро ₅₁ +Ку ₄₅ +Би+Пл+Кв+Мт	900
1815	Габбро-амфиболит	Ги ₄₈ +Ро ₄₅ +Ку ₃₉ +Би+Пл ₃₉ +Мт	1020
1817	Амфиболит	Ро ₄₅ +Би ₄₃ +Ку ₃₆ +Пл+Мт	855
1911	Кристаллосланец	Ги+Ди ₄₀ +Ро ₄₉ +Пл+Мт	945

* Данные И.Б.Щербакова (1975).

окончанием Ятранского блока Днестровско-Бугского района. Именно в этой зоне сочленяются три района и на ее примере должен решаться вопрос о взаимоотношениях трех серий - днестровско-бугской, росинско-тикичской и ингуло-ингулецкой.

В пределах зоны в направлении с севера на юг постепенно возрастает роль пород гранулитовой фации.

В северной части зоны, в районе г.Тального - с.Корсунки по р.Горному Тикачу, обнажены диопсидсодержащие амфиболиты, амфибол-биотитовые плаггиогнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, залегающие среди полимикматитов. Роговая обманка ярко-зеленая, нередко замещается темно-коричневым, почти черным биотитом. По периферии зерен иногда наблюдается "поголубение" роговой обманки. Составы темноцветных минералов отвечают гранулитовой фации.

На северной окраине с.Кривых Колен обнажены биотит-амфибол-гиперстеновые плаггиогнейсы, на южной окраине наблюдаются выходы гиперстеновых, гиперстен-биотит-гранатовых и силлиманит-кордиеритовых плаггиогнейсов. Южнее этого села до р.Синюхи чере-

дуются выходы диопсид-роговообманковых, гранат-биотитовых и гиперстен-биотитовых плагиогнейсов.

Разрез в районе с.Кривых Колен по набору пород отвечает, по-видимому, каменно-костоватской свите, которая, согласно схеме УРМСК 1978 г., относится к бугской серии нижнего протерозоя (биотит-гиперстеновые, кордиерит-гранат-биотитовые, биотитовые плагиогнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты). Областью развития пород этой свиты является западная часть Ингуло-Ингулецкого района, а кривоколенский участок, вероятно, представляет собой небольшой блоковый выступ, вдающийся в Тальновскую зону с востока. Блоковый характер границ участка подтверждается, в частности, зоной тектонической брекчии ("конгломераты") северо-западного простирания, вскрытой по правому берегу Гнилого Тикича в 1 км выше его впадения в р.Синюху.

Отличительной чертой разрезов, слагающих крупные (до 5 км) останцы овальной формы в южной части Тальновской зоны, является переслаивание пород гранулитовой (амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы) с породами амфиболитовой фации (кварцевые амфиболиты) и породами переходного состава (куммингтонит-роговообманковые и куммингтонит-гиперстен-роговообманковые, куммингтонит-антофиллитовые кристаллосланцы).

В бескуммингтонитовых основных кристаллосланцах наблюдается замещение гиперстена буровато-зеленой роговой обманкой и их равновесное оуществование. В присутствии куммингтонита последний разделяет, как правило, гиперстен и роговую обманку. В безгиперстеновых породах куммингтонит или замещается роговой обманкой, или образует с ней параллельные сростания. Для обоих минералов характерны пластинчатые эксоллюзионные вростки, сложенные бесцветным амфиболом (тремолит-актинолитом?).

Роговая обманка, сосуществующая с куммингтонитом, серовато- или желтовато-зеленая, сравнительно низкотемпературная и, что характерно, низкоизвестковистая (см. табл.17); по составу она отвечает амфиболитовой фации. Гиперстен отличается от типичных гранулитовых гиперстенов низкими содержаниями CaO , Al_2O_3 и повышенным MnO . Биотит в этих породах бурый и зеленовато-бурый, явно вторичный, образовавшийся путем замещения роговой обманки в куммингтонита.

Парагенезис гиперстена с куммингтонитом - пограничный для гранулитовой и амфиболитовой фаций (фации метаморфизма..., 1970,

Гранулитовая фация..., 1972, Маракушев, 1973). Различные геотермометры (см. табл.17) дают температуры от типично гранулитовых вплоть до эпидот-амфиболитовых. Так, в тикичском разрезе (Павловский массив), по разным породам одной и той же скважины установлены температуры: 855 К (Би-Ро), 900 К (Ро-Пл) и 1020 К (Ги-Ро) (см. табл.17).

Восточным обрамлением Тикичского подрайона служат породы чечелеевской свиты ингуло-ингулецкой серии и каменно-костоватской и рошаховской свит бугской серии нижнего протерозоя, слагающие западную окраину Ингуло-Ингулецкого района. Выделение двух последних свит в составе бугской серии, на наш взгляд, нелогично. Обе эти свиты распространены в Братском синклинии, являющемся юго-западным обрамлением и составной частью Кировоградского блока, соответственно должны сопоставляться с толщами Ингуло-Ингулецкого, а не Днестровско-Бугского районов.

Метаморфизм пород западной окраины Ингуло-Ингулецкого района в целом возрастает с севера на юг. Породы гранулитовой фации преобладают, вероятно, лишь на широте Тальновской зоны.

На широте Лысянской зоны породы чечелеевской свиты представлены сравнительно редкими телами биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-кордиеритовых, биотит-амфиболовых плаггиогнейсов в поле мигматитов розовых вклято-пегматоидных и житомирских гранитов. Судя по геотермометрии, температуры метаморфизма достигали высокой амфиболитовой фации (табл.18). Следует отметить марганцовистый состав граната в обр.1539 - 29,2% спессартина.

На широте Кобриковской зоны породы чечелеевской свиты изучены в районе сел Соколовочки-Колодистого-Ерков. Наряду с биотит-гранатовыми плаггиогнейсами и гнейсами здесь, например в с.Колодистом, встречены биотит-гранат-силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы, обычно с графитом. По диаграммам фазового соответствия (Перчук и др., 1976) получены температуры до 950 К (см. табл.18). В районе с.Соколовочки развиты синюхинские граниты - равномернозернистые гранатовые породы с пластинчатым серым кварцем, они содержат ксенолиты биотит-гранатовых гнейсов, пироксеновых амфиболитов и чарнокитов. Особенность этих гранитов - наличие высокомарганцовистого граната (II, 7% спессартина) и низкая температура по биотит-гранатовому термометру ~ 670 К.

На широте Тальновской зоны известны породы каменно-костоватской, а также, по-видимому, рошаховской свит. Последние образуют

Т а б л и ц а 18. Минеральные парагенезисы пород западной окраины Ингуло-Ингулецкого района *

Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии * Т, К
1539	Плаггиогнейс	Гр ₉₁ +Би ₅₇ +Пл ₄₁ +Кв+Гф	870
1187	Плаггиогнейс	Гр ₇₈ +Би ₅₂ +Пл ₃₃ +Кв	940
1597	Гранит	Гр ₉₅ +Би ₅₇ +Ми+Пл ₂₇ +Кв	670
1667	Плаггиогнейс	Гр ₈₀ +Би ₅₂ +Пл ₃₂ +Кв	910
2711	Гнейс	Гр ₇₃ +Би ₃₉ +Пл+КШ+Кв	880
2739	Плаггиогнейс	Гр ₇₁ +Би ₄₉ +Пл+Кв	825
2687	Плаггиогнейс	Гр ₇₃ +Би ₄₂ +Пл+Кв	870
1638	Плаггиогнейс	Гр ₇₈ +Би ₅₄ +Пл ₂₈ +Кв	950
1615	Гнейс	Гр ₉₀ +Би ₅₃ +КШ+Пл ₃₇ +Кв	920
1673	Плаггиогнейс	Гр ₈₀ +Би ₅₀ +Пл ₃₄ +Кв+Гф	900
1648	Плаггиогнейс	Гр ₆₉ +Би ₂₈ +Пл ₄₅ +Кв+Гф	870

* Данные по образцу 2711 - С.И.Слензака; прочие - И.Б.Щербакова (1975).

массив размером 10х10 км в районе с.Синюхи по левому берегу Синюхи, сложенный метapelитами (гранат-биотитовые, гранат-биотит-кордиеритовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые, биотит-гиперстеновые плаггиогнейсы и гнейсы).

Породы ингуло-ингулецкой серии, прилегающие с востока к Тихичскому подрайону, имеют некоторые особенности.

Гранат метapelитов отличается высокой железистостью и относительно часто повышенной марганцовистостью (в среднем 7-10, иногда до 29% спессартина). Если на широте с.Льсянки марганцовистость граната вполне согласуется с минеральными парагенезисами амфиболитовой фации, то на широте Тальновской зоны метapelиты с высокомарганцовистыми гранатами нередко ассоциируют с биотит-гиперстеновыми гнейсами. Повышенная марганцовистость граната некоторыми исследователями объясняется условиями низкого давления (Miyashiro, 1953; Великославинский, 1972 и др.).

Следовательно, ассоциация марганцовистого граната, кордиерита, андалузита (с.Кривые Колена) и куммингтонита образовалась

в условиях низкого давления при формировании пород ингуло-ингулецкой серии.

Особенности метаморфизма Росинско-Тикичского района

Зональность в Росинско-Тикичском районе представляется как результат сочетания регионального метаморфизма и метаморфизма, связанного с образованием плагиогранитов и нормальных гранитов ("плагиогранитный" и "гранитный" метаморфизм). Последний в Росинско-Тикичском районе проявился особенно интенсивно, благодаря чему этот район - самый "гранитный" на Украинском щите.

Сведения о зональности прогрессивного этапа метаморфизма крайне скудны. Она проявилась в Ружинско-Липовецком подрайоне как часть общей зональности Подольского блока, где понижение степени метаморфизма с юга на север улавливается в основном геотермометрами. В группе Володарских магнитных аномалий выступают породы низкой гранулитовой субфации несомненно прогрессивного этапа. Правда, не ясна причина сравнительно хорошей сохранности гранулитовых пород в окружении явно более низкотемпературных образований: В толще пород белоцерковской свиты не установлено достоверных признаков метаморфизма более высокого, чем прогрессивная амфиболитовая фация. Выше приводился пример ставролитовой ассоциации, прогрессивная направленность которого также очевидна. Любопытно, что на схеме, составленной Б.А.Батиевским (рис.18) исключительно по геологическим данным и независимо от карты метаморфизма, видна четкая зональность в распределении пород володарской и белоцерковской свит, степень метаморфизма которых определяется соответственно как низкая гранулитовая и высокая амфиболитовая субфации. К сожалению, для Тикичского подрайона нельзя утверждать о прогрессивной направленности метаморфизма: если она существовала, то сильно осложнена "гранитным" метаморфизмом.

Таким образом, если отрывочные данные о догранитном метаморфизме свести в одно целое, то в Росинско-Тикичском районе первичную зональность можно представить с понижением степени метаморфизма в направлении с юго-запада на северо-восток.

Вслед за прогрессивным следовал регрессивный этап метаморфизма или же регрессивная ветвь одного и того же этапа. Признаком метаморфизма регрессивного этапа является повсеместное развитие куммингтонита по гиперстену, а по куммингтониту - очень своеобразной бледной дымчато-зеленой роговой обманки эденитового типа. Куммингтонит в парагенезисе со сравнительно основным пла-

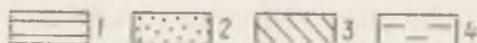
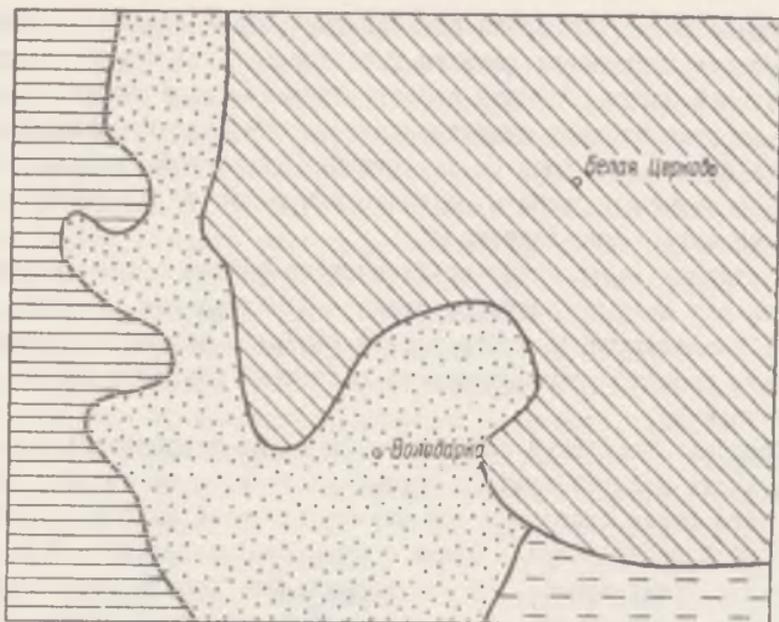


Рис.18. Схема распространения пород володарской и белоцерковской свит (составил Б.А.Батиевский):
1 - бердичевские граниты; 2 - володарская свита; 3 - белоцерковская свита; 4 - росинско-тикичская серия нерасчлененная

гиоклазом, по мнению многих авторов (например, Кориковский, 1968; Термо- и барометрия..., 1977), может рассматриваться как индикатор пониженной глубинности. Следовательно, если элементы эклогитизации в основных кристаллосланцах и появление ставролита в белоцерковской свите отражают отклонение в сторону большей глубинности прогрессивного этапа, куммингтонит и андалузит свидетельствуют о явно противоположной тенденции регрессивного этапа. Зоны развития куммингтонита, т.е. зоны пониженного давления, обрамляют Росинско-Тикичский район с трех сторон.

Зональность намечается и в распространении гранитоидов в районе. Калиевые граниты, слагающие обособленные массивы (Уманский, Росинский, Ставищенский и др.), в меньшей мере гранодиорит-плагиогранитные массивы звенигородского типа, приурочены к срединной части Росинско-Тикичского района. Ближе к переходным

зонам преобладают мигматиты аплитопегматоидных гранитов. Наконец, в переходных зонах развиты гранитоиды с реликтами пород гранулитовой фации – собиты и безгранатовые бердичевские граниты. Кстати, в этом состоит существенное отличие бердичевских гранитов Ружинско-Липовецкой зоны от аналогичных пород в Букинском подрайоне: в последнем и граниты, и ксенолиты в них по РТ-условиям образования совершенно одинаковы.

Срединная часть Росинско-Тикичского района может рассматриваться как очаг гранитообразования. Немаловажным, на наш взгляд, свидетельством этого служат свойства калишпата гранитов – уникально высокая упорядоченность и сложный характер кривых термовысвечивания.

Росинско-Тикичский район в целом можно представить как опущенную часть некогда единого Бугско-Росинского мегаблока, вследствие чего ранее слагавшие его метаморфические породы подверглись интенсивной переработке в связи с гранитообразованием. Если принять такую точку зрения, то метаморфические породы существенно базитового состава, относимые к росинско-тикичской серии, следует рассматривать как переработанные реликты пород днестровско-бугской серии. Становятся понятными загадочные различия в данных абсолютного возраста по Уманскому гранитному массиву. Так, первые определения абсолютного возраста гранитов по биотиту, сфену, ортиту дали цифры 1140–1675 млн. лет (Каталог изотопных дат..., 1978), и Уманский массив на этом основании рассматривался как аналог коростенского комплекса. Позднее по акцессорному монациту были получены цифры 2000±50 млн. лет (Щербаков, 1972) и даже до 2270 млн. лет (Каталог изотопных дат..., 1978). По-видимому, изотопные датировки порядка 2000–2200 млн. лет отражают время лишь одного из этапов раннего гранитообразования, а низкие – время формирования гранитов в современном виде. Становится очевидным, что срединную часть Росинско-Тикичского района можно рассматривать и как область нижнепротерозойской активизации.

ИНГУЛО-ИНГУЛЕЦКИЙ РАЙОН

Основные черты геологического строения

Ингуло-Ингулецкий район ограничен с запада Ядловско-Трактемировским и Первомайским, а с востока – Криворожско-Кременчугским глубинными разломами. В структурном отношении он в основном соответствует Кировоградскому блоку (Каляев, 1965).

В геологическом строении Ингуло-Ингулецкого района участву-

ют образования двух структурных этажей – архейского и нижнепротерозойского. Породы архейского основания достоверно установлены в восточной части района. Они представлены плагиогранитами, гранодиоритами, мигматитами днепровского комплекса с останцами метабазитов и изредка железистых кварцитов. Архейский возраст этих образований подтвержден многочисленными изотопными датировками. В районе широко развиты метаморфические породы ингуло-ингулецкой серии и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, относимые к раннему протерозою (возрастной интервал $2600 \pm 100 - 1900 \pm 100$ млн. лет). Гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, вероятно, представляют собой переработанные в раннем протерозое плагиогранитоиды архейского фундамента (Белевцев, 1975).

К более молодым образованиям раннего протерозоя (коростенскому комплексу) относятся дифференцированный Корсунь-Новомиргородский плутон рапакивиподобных гранитов, основных и гибридных пород и более мелкие интрузивные тела гранитов, близких к рапакиви. Складчатыми сооружениями I порядка, определяющими внутреннее строение геоблока, являются Кировоград-Новоукраинское поднятие, имеющее северо-западное и субмеридиональное простирание, в ядре которого залегают одноименный массив трахитоидных гранитов; непосредственно к северу расположен Корсунь-Новомиргородский плутон. Обширное пространство к востоку от Новоукраинского поднятия известно как Ингуло-Ингулецкий синклиниорий (Этингоф, 1969). Этот синклиниорий представляет собой систему различного рода брахиантиклинальных и куполовидных структур северо-западного и субмеридионального простирания, в ядерных частях обычно сложенных гранитоидами днепровского и кировоградско-житомирского комплексов и разделяющих их синклиналей, в которых залегают породы ингуло-ингулецкой серии. Во внутренней части синклинория находятся крупные Чигиринский, Долинский и более мелкие массивы гранитоидов кировоградского типа. С запада к нему примыкает Кировоградско-Бобринецкая полоса аналогичных пород.

Согласно схеме УРМСК (1978/80), в стратиграфическом разрезе нижнего протерозоя Ингуло-Ингулецкого синклинория выделяются следующие свиты, образующие ингуло-ингулецкую серию (снизу вверх): зеленореченская (метабазиты, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, кварциты); артемовская (в основном железистые кварциты); родионовская (довольно пестрая толща, в состав которой входят кварц-биотитовые, кварц-графит-биотитовые, силлиманит-графит-биотитовые, полевошпат-графит-амфиболовые сланцы, биоти-

товые, графит-биотитовые, гранат-графит-биотитовые гнейсы с прослоями актинолитовых и диопсидовых; карбонатные породы, кварциты, метапесчаники); чечелеевская (монотонная толща биотитовых, гранат- и кордиерит-биотитовых гнейсов с прослоями пироксеновых - преимущественно клинопироксеновых).

Материалы геологосъемочных работ (И.М.Этингоф, В.П.Брянский, С.Е.Федюшин, Ф.В.Труцко, В.В.Захаров и др.) показывают, что этот разрез неполный: между родионовской и чечелеевской свитами залегает мощная толща, состоящая из двупироксеновых, гиперстенных, диопсидовых, биотит-пироксеновых, магнетит-пироксен-биотитовых гнейсов и кристаллосланцев, участками переходящих в кварциты. Налегание этой толщи, получившей название березневатско-спасовской (Этингоф, 1968), или спасовской свиты, на родионовскую свиту устанавливается в Бабенковско-Власовской и Варваровской антиклинальной структурах к западу и юго-западу от села Петрово. В этой же части района, а также севернее - у сел Спасово, Ивановка, Аудиторовка, Константиновка спасовская свита залегает ниже чечелеевской. Это хорошо видно в обнажениях в окрестностях с.Спасово.

Зеленореченская, артемовская и родионовская свиты закартированы только в восточной части Ингуло-Ингулецкого синклиория - в Западно-Ингулецкой зоне, ограниченной с запада одноименным глубинным разломом. Характерные черты геологии этой зоны - наличие выступов достоверного архейского фундамента (частично переработанного), широкое развитие пород родионовской свиты, локальное распространение отложений артемовской и зеленореченской свит. Мощность последних невелика (до 0,2-0,3 км). Они установлены только на участках магнитных аномалий севернее диагональной зоны нарушений северо-западного простирания (азимут около 290°), трассирующейся от городов Кривой Рог и Ингульца в направлении на города Помошную и Новоукраинку. За пределами участков магнитных аномалий породы родионовской свиты непосредственно залегают на гранитоидах архейского основания. Мощность ее достигает 2 км.

К северу от широты Бобринец-Кривой Рог в западной части Западно-Ингулецкой зоны и на смежных участках за пределами зоны в субмеридиональной полосе шириной 30-40 км прослежена спасовская свита (мощностью до 2 км), залегающая или на родионовской свите, или на измененном архейском фундаменте. Выше располагаются породы чечелеевской свиты. Мощность последней более 2 км.

Юго-западное обрамление Новоукраинского массива известно под названием Братского синклиория. К югу от массива он смыкается с Ингуло-Ингулецким синклиорием. Стратиграфический разрез Братского синклиория представлен двумя свитами (снизу вверх): каменно-костоватской и рошаховской (Шварц, Пятаде, 1980), которые в схеме УРМСК отнесены к бугской серии. Каменно-костоватская свита (мощность ее более 1,5 км) состоит преимущественно из биотит-гиперстеновых гнейсов и сопоставляется со спасовской свитой. В состав рошаховской свиты (мощность до 2 км) входят главным образом гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы. Она является весьма вероятным аналогом чечелеевской свиты. Из анализа геологических карт по западному и южному обрамлению Новоукраинского массива следует, что рошаховская и чечелеевская свиты сменяют друг друга по простиранию.

Севернее Корсунь-Новомиргородского плутона в разрезе нижнего протерозоя также выделяются два подразделения – чечелеевская свита и залегающая ниже толща, состоящая в основном из биотит-двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, часто содержащих значительное количество магнетита. С этой толщей, которая может коррелироваться со спасовской и каменно-костоватской свитами, связана региональная Ядловско-Трактемировская магнитная аномалия.

Среди гранитоидов Ингуло-Ингулецкого района преобладают автохтонные образования. Сопоставление геолого-структурного положения гранитоидов с разрезом контактирующих суперкрупных образований позволяет выделить два пространственно-временных ряда: 1) плагиомигматиты и плагиограниты – порфиробластические мигматиты и граниты (кировоградские) – равномернозернистые мигматиты и граниты (житомирские); 2) плагисмигматиты и плагиограниты – те же породы, часто подвергнутые калиевому метасоматозу, с телами розовых и красных аплитоидных гранитов → розовые и красные аплитоидные граниты и связанные с ними мигматиты.

В начале каждого из этих рядов стоят породы архейского основания, частично в той или иной мере ремобилизованные при гранитизации нижнепротерозойского разреза. Далее следуют продукты преобразования натровых гранитов в калиевые и породы, возникшие в результате ультраметаморфизма суперкрупных образований ингуло-ингулецкой серии. Э.Г.Ишевская (1977), изучавшая кировоградские граниты и мигматиты в районе г.Каменки, показала, что во внутренних частях антиклиналей гранитоиды геохимически чужды

биотитовым гнейсам чечелеевской свиты и могут рассматриваться как гранитизированный комплекс основных пород, а в периферии — наоборот, обнаруживают геохимическое родство с этими гнейсами, которые в данном случае являются вероятным субстратом гранитов и мигматитов кировоградского типа. Таким образом, гранитоиды этого типа представляют собой гетерогенные образования. Среди них могут быть как продукты гранитизации раннепротерозойского разреза, так и переработанные породы архейского фундамента. Гетерогенным являются, очевидно, и розовые аплитовидные граниты, часто ассоциирующие с породами спасовской и каменно-костоватской свит. По мнению Г.М.Яценко (1980), в массивах аплитовидных гранитов представлена гранитизированная лептитовая формация. Гранитоиды житомирского типа, обычно находящиеся в тесном парагенезисе с чечелеевской свитой, содержат останцы биотитовых гнейсов и биотитизированных амфиболитов и являются результатом ультраметаморфического преобразования пород чечелеевской свиты или плагиомигматитов архейского основания. Особое место среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса занимают Вербляжский, Боквянский и Митрофановский массивы, приуроченные к зонам разломов и, по всей вероятности, внедрившиеся в породы ингуло-ингулецкой серии. К гранитам этих массивов по облику и составу близки трахитоидные граниты Новоукраинского массива, которые тоже могут рассматриваться как в той или иной мере перемещенные. Со всеми этими гранитами связаны гиперстеновые породы типа чарнокитов.

В то же время есть данные о взаимопереходах между существенно биотитовыми гнейсами чечелеевской и гиперстеновыми гнейсами спасовской свит (Белевцев, 1975). Эти переходы объясняются изменением по латерали степени метаморфизма от амфиболитовой до гранулитовой фации. По мнению Р.Я.Белевцева, это свидетельствует об одновозрастности пород этих свит.

Как следует из изложенного выше, породы района разделяются на две большие группы: метаморфические породы и гранитоиды. Большой частью они занимают резко различное геологическое положение. По мнению Р.Я.Белевцева (1975), гранитоиды слагают выступы (блоки) архейского фундамента, в разной степени переработанного в протерозое (порфиробластез калиевых полевых шпатов, жилы и гнезда анатектических аплитов, пегматитов), а метаморфические породы заполняют нижнепротерозойские синклиории верхнего структурного яруса. В отдельных случаях протерозойская высокотемпера-

турная переработка гранитоидов фундамента доходит до их почти полного повторного переплавления, в связи с чем эти породы приобретают черты аллохтонных гранитов. Эти гранитоиды образуют довольно крупные массивы: Корсунь-Новомиргородский, Новоукраинско-Кировоградский, Чигиринский, Долинский, Боковнянский, Верближский, Куколовский, Ингулецкий, Зеленовский, Кременчугский, а также несколько более мелких. Все гранитоидные массивы располагаются тремя более или менее выдержанными зонами, разделенными межблоковыми синклиналиями, заполненными метаморфическими породами. Восточная зона представлена Ингулецким, Зеленовским, Куколовским, Кременчугским массивами, которые сложены преимущественно плагиогранитоидами. Реликты субстрата в них обычно состоят из метабазитов. Среднюю зону составляют Долинский, Боковнянский, Верближский массивы; Западную - Кировоград-Новоукраинский, Корсунь-Новомиргородский и Чигиринский. Гранитоиды средней и западной зон представлены преимущественно порфиробластовыми гранитами адамеллитового состава. Во многих случаях наблюдается микроклиновидный порфиробластез по архейским плагиогранитоидам с образованием порфиробластовых гранитоидов, что впервые показал Р.Я.Белевцев (1975) и позднее подтвердилось геологосъемочными работами Н.С.Курлова. Выступы гранитоидов архейского фундамента обычно имеют ромбовидную, прямоугольную, валобразную или изометрическую формы и разделены полосами нижнепротерозойских метаморфических пород. В общем фиксируется ячеистая структура докембрия, где центры ячеек заняты выступами гранитоидного архейского фундамента, а перегородки между ячейками - нижнепротерозойскими синклиноными зонами.

Р.Я.Белевцев (1971, 1975), сопоставляющий стратиграфический разрез Ингуло-Ингулецкого района с разрезом Криворожско-Кременчугской зоны, считает, что от этой зоны на запад закономерно изменяется разрез нижнепротерозойских толщ в межблоковых синклиналиях: постепенно из стратотипического разреза криворожской серии выпадают один за другим горизонты, следуя снизу вверх. Вначале исчезают метабазиты (скелеватская свита), затем метаультрабазиты и железистые породы (саксаганская свита), далее белые кварциты и карбонатные породы (гданцевская свита). В Ингульском и Звенигородском районах остаются лишь верхи разреза, представленные терригенными образованиями. Толщи с метабазитами и железистыми породами известны в Овнянском, Березневатском, Зеленореченском,

Петровском, Пролетарском, Западно-Желтянском и других участках Западно-Ингулецкой зоны; с мощными белыми кварцитами и карбонатными породами - на Власовском, Лелековском, Родионовском участках; только с "терригенными" гнейсами в Ингульском районе.

В центральной части щита Р.Я.Белевцев выделил субмеридиональные зоны, в которых преобладают нижнепротерозойские породы (с востока на запад): Криворожско-Кременчугскую, Родионовско-Лелековскую, Ингульскую, Братско-Звенигородскую. Толщи этих зон, разделенных выступами архейского гранитоидного фундамента, характеризуются миогеосинклинальным характером.

Метаморфическая зональность

В последовательности (эволюции) метаморфических процессов прежде всего можно выделить архейский и раннепротерозойский этапы. С архейским этапом связан метаморфизм и гранитизация (образование плагиогранитоидов) существенно базитовых или граувакково-базитовых толщ. По отдельным реликтовым парагенезисам минералов можно предположить высокотемпературные условия этого метаморфизма (гранулитовая или высокотемпературная амфиболитовая фации). Более точное определение этих условий затруднительно, так как архейские гранитоиды подверглись значительной (зачастую полной) переработке при раннепротерозойском метаморфизме (Белевцев, 1975).

Метаморфизм нижнепротерозойских толщ имел региональный характер и его условия распределяются зонально по площади. Он был прогрессивным и преимущественно изохимическим. О прогрессивности метаморфизма свидетельствует его широкое и региональное развитие, постепенное исчезновение реликтовых признаков первичных осадочных (тонкая слоистость, псаммитовые структуры) и вулканогенных (офитовые и порфиоровые структуры, миндалекаменные, подушечные текстуры) пород, а также увеличение крупности зерен с ростом степени метаморфизма, которая часто изменяется по простиранию толщ. Мигматиты в нижнепротерозойских метapelитах появляются лишь в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Реакционные взаимоотношения между минералами редки, а в низко- и среднетемпературных сланцах наблюдается прямая прогрессивная зональность в кристаллах гранатов с ядром, обогащенным марганцем.

Изохимичность регионального метаморфизма доказывается отсутствием изменения химического состава и характера разреза в разных фациях метаморфизма при прослеживании пластов и толщ.

Метапелиты, метабазиты, железистые и карбонатные породы разных метаморфических фаций на петрохимических диаграммах попадают в одни и те же поля и не различаются по составу, в том числе и по содержанию щелочей.

Они отличаются лишь по концентрациям H_2O и (или) CO_2 . Другим признаком изохимичности метаморфизма является наличие четких контактов различных по составу пластов или пропластков, свидетельствующее о сохранении здесь значительных различий (градиентов) концентрации многих петрогенных компонентов контактирующих пород, что исключалось бы при значительной подвижности этих компонентов. Отметим, что четкие контакты между пластами разного химического состава характерны для низко- и среднетемпературных пород, а в высокометаморфизованных толщах они менее контрастны (более размыты). Это, вероятно, свидетельствует о некоторой подвижности компонентов (диффузии) у этих контактов, хотя обычно мощность переходной зоны между пластами соизмерима с размерами кристаллов.

В Ингуло-Ингулецком районе распространены преимущественно метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций (рис. 19). На Родионовском участке, а также узкой полосой (шириной до 1-2 км) вдоль Криворожско-Кременчугского разлома и на Омельникском участке Кременчугского района развиты метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фации (рис. 20). Породы зеленосланцевой фации отмечаются лишь узкими полосками, прилегающими с запада к Криворожскому и Кременчугскому синклиориям. Эти породы представлены диафторированными архейскими плагиогранитоидами. Метаморфические фации и отвечающие им на площади метаморфические зоны прослежены как в нижнепротерозойских толщах, так и в полях развития гранитоидов. Если последние отнесены к архейскому фундаменту, то на карте показан штриховкой полиметаморфический характер их образования (предполагаемая фация архейского метаморфизма плюс наложенная фация раннепротерозойского метаморфизма).

Породы гранулитовой фации Ингуло-Ингулецкого района представлены гиперстеновыми, отчасти гиперстен-ортоклазовыми гнейсами ($Гл+Бн+Кш+Пл+Кв+Гр$), двупироксеновыми кристаллосланцами ($Гл+Пл+Ро+Кв+Кш$) и высокоглиноземистыми гнейсами с кордиеритом и (или) силлиманитом ($Гр+Ко+Бн+Пш+Пл+Кв$; $Гр+Си+Ко+Бн+Кш+Пл+Кв$; редко $Гл+Ко+Бн+Пл+Кш+Кв$). Железистость граната в бедных CaO гнейсах обычно меньше 75-77 (табл. 19, 20).

Т а б л и ц а 19. Минеральные парагенезисы пород Ингуло-Ингулец-кого района

Номер на рис. 21	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные гео-термометрии Т, К	Автор, источник
Трактемировский участок					
1	4216/440-445	Кристаллосланец	Гип ₅₁ +Пи ₃₉ +Би ₄₉ +Пл	990	Ворообей и др. (1977)
2	4218/225-230	Плагиогнейс	Ги ₄₉ +Пи ₃₈ +Би ₄₉ +Ро	1010	Ворообей и др. (1977)
3	3218/345	Кристаллосланец	Ги+Пи ₅₁ +Ро ₆₈ +Пл+Би	1050	Ворообей и др. (1977)
Чигиринский участок					
4	1105/93,5	Чарнокит	Ги ₇₆ +Би ₇₄ +Пл+КШ+Кв	-	В.И.Орса
5	И-610/1	Гранит	Ги ₉₅ +Би ₈₀ +Пл+КШ+Кв	-	В.И.Орса
6	1064/40	Гнейс	Гр ₈₉ +Би ₇₁ +Ги+Пл+КШ+Кв	940	В.И.Орса
Александровский участок					
7	5482/388-395	Гнейс	Гр ₈₅ +Би ₆₀ +Пл+КШ+Кв+Гф	920	И.М.Этингоф, Я.П.Билинская
8	198	Кристаллосланец	Ги ₅₂ +Пи ₃₆ +Ро ₅₀ +Би ₅₃ +Пл+Кв	950, 1040	В.П.Брянский
Братский участок					
9	12866/22-45	Гнейс	Гр ₇₂ +Ги ₅₀ +Би ₄₃ +Пл ₃₅ +Кв	940, 980	И.Б.Щербанов
10	2921	"	Гр ₈₄ +Би ₆₁ +Пл+КШ+Кв	920	Г.М.Яценко
11	17136/45-48	"	Гр ₆₈ +Ги ₄₇ +Би ₃₅ +Пл ₂₈ +Кв	985, 950	И.Б.Щербанов
12	2712a	Рестит	Гр ₈₄ +Би ₅₇ +Ро+Пл+Кв	910	Яценко (1976)
13		Кристаллосланец	Ги ₅₂ +Ро ₄₇ +Би+Пл+Кв	970	Яценко (1976)
14	29186	Гнейс	Гр ₇₀ +Би ₄₃ +Ро+Пл+КШ+Кв	945	Яценко (1976)
15	2916	Кристаллосланец	Ги ₄₆ +Би ₃₉ +Пл	970	Яценко (1976)
16	15919	Гнейс	Гр ₇₄ +Ги ₅₁ +Би ₄₃ +Пл+Кв	900, 960	И.Б.Щербанов

Продолжение табл.19

Номер на рис. 21	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные гео-термометрии Т, К	Автор, источник
17	7520/54	Гнейс	Ги ₄₂ +Би ₃₇ +Ро ₃₀ +Пл+КШ+Кв	970	Е.Н.Голуб
18	7296/38	"	Ги ₄₉ +Пи ₃₇ +Би+Пл+Кв	-	Е.Н.Голуб
19	7149/18	"	Ги ₆₈ +Ро+Би ₆₆ +Пл+КШ+Кв	920-1000	Е.Н.Голуб
20	7315/45	"	Гр ₆₆ +Ги ₄₃ +Би ₃₄ +Пл+КШ+Кв	940-980	Е.Н.Голуб
21	7352/25	"	Ги ₅₆ +Пи ₄₃ +Ро+Пл+Кв	-	Е.Н.Голуб
22	7446/49	"	Ги ₅₂ +Би ₃₉ +Ро+Пл+КШ+Кв	950	Е.Н.Голуб
Новоукраинский участок					
23	17	Чарнокит	Гр ₉₁ +Ги ₈₀ +Би+Пл+КШ+Кв	1000	Е.Н.Голуб
24	3033/47	"	Ги ₇₉ +Би ₇₀ +Пл+КШ+Кв	930	Е.Н.Голуб
25	26	"	Гр ₉₃ +Ол ₉₅ +Би ₇₃ +Ги+КШ+Кв	930	Е.Н.Голуб
26	1	"	Гр ₈₉ +Би ₆₆ +Ги ₇₃ +Пл+Пл+КШ+Кв	950	Е.Н.Голуб
27	6-Г	Гранит	Гр ₉₀ +Би ₆₀ +Пл+КШ+Кв	920	Е.Н.Голуб
Кировоградский участок					
28	019/3	Гранит	Гр ₉₀ +Би ₆₆ +Пл+КШ+Кв	890	Белевцев (1975)
29	ИИ-2	Гнейс	Гр ₈₄ +Би ₅₆ +Пл+КШ+Кв	900	И.М.Этингоф, И.М.Пайкуш
Ингульский участок					
30	13/78-86	Гнейс	Гр ₈₀ +Би ₅₈ +Ро ₃₇ +Си+Пл+КШ+Кв	950	Берзенина (1970)
31	149/62-77	"	Гр ₇₉ +Би ₆₀ +Ро ₃₅ +Пл+КШ+Кв	950	Берзенина (1970)
32	2253	"	Гр ₇₉ +Би ₄₉ +Пл+КШ+Кв	910	Яценко (1972)
33	ИИ-4	"	Гр ₈₅ +Би ₅₂ +Пл+Кв	940	И.М.Этингоф, И.М.Пайкуш
34	ИИ-5	"	Гр ₉₁ +Би ₆₀ +Пл+КШ+Кв		И.М.Этингоф, И.М.Пайкуш

Номер на рнс. 21	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии Т, К	Автор, источник
Верболюжский участок					
35	220/5	Гнейс	Гл ₅₁ +Би ₄₄ +Пл+КШ+Кв	970	Белевцев (1975)
36	11923/81	"	Гр ₈₇ +Би ₆₆ +Си+Пл+ +Гф+Кв	925	Белевцев (1975)
37	12047/235	"	Гр ₈₁ +Би ₅₃ +Ко+Си+ +Пл+КШ+Кв+Гф	945	Белевцев (1975)
38	11967/153	"	Гр ₈₃ +Би ₅₆ +Си+КШ+Кв	915	Белевцев (1975)
39	207/1	"	Гр ₆₆ +Би ₃₇ +Ко+Пл+ +КШ+Кв	960	Белевцев (1975)
40	206/11	"	Гл ₅₀ +Би ₄₄ +Пл+КШ+Кв	970	Белевцев (1975)
41	204/7	"	Гр ₈₂ +Би ₅₆ +Пл+КШ+Кв	915	Белевцев (1975)
42	11565/131	"	Гр ₇₉ +Ко ₃₁ +Би ₄₉ +Си+ +КШ+Кв	920	Белевцев (1975)
43	11040/125	"	Би ₄₈ +Ко ₃₁ +Си+Пл+ +КШ+Кв	-	Белевцев (1975)
44	4489/24	Гранит- чарнокит	Гл ₇₃ +Ро+Би ₆₇ +Пл+ +КШ+Кв	960	Е.Н.Голуб
45	4491/42	Чарнокит	Гл ₆₈ +Ро+Би ₆₄ +Пл+ +КШ+Кв	1050	Е.Н.Голуб
46	209/1	"	Гл ₇₇ +Ро ₇₄ +Пи+Пл+ +КШ+Кв	-	Белевцев (1975)
Кременчугский участок					
47	Д-324/5	Метаба- зит	Ро+Би+Пл+Кв	-	В.И.Орса
48	Д-324/1	Плаггио- гранит	Ро+Би+Пл+Кв	-	В.И.Орса
49		Сланец	Ст+Гр+Му+Би+Кв	-	Бордунов (1967)
50		"	Ст+Анд+Би+Му+Кв	-	Бордунов (1967)

Карбонатные и железистые породы в метаморфической зоне гранулитовой фации района встречаются редко. Для первых характерна форстерит-кальцитовая ассоциация, для вторых - гиперстеновые

(безкуммингтонитовые) железистые породы. Метapedитовые гнейсы гранулитовой фации в той или иной степени мигматизированы и превращены в полосчатые (местами темные) венитовые мигматиты.

Породы гранулитовой фации развиты в северной (Ядловско-Трактемировская зона) и в южной (Братская синклиналь) частях Братско-Звенигородской зоны и в южном Приингулье. Они встречаются и в восточном обрамлении Корсунь-Новомиргородского массива (г. Каменка). Широкая полоса пород гранулитовой фации прослежена в восточной части района и примерно совпадает с Долинско-Боковьянской антиклинорной зоной (по Р.Я.Белевцеву). По Ингуло-Ингулецкому водоразделу эта полоса протягивается от Боковьянского массива до г. Александрии и уходит далее на север в Днепровско-Донецкую впадину. Западная граница полосы проходит в районе г. Чигирина. На участках Боковьянского и Верблюжского массивов, где гранулитовая фация откартирована со значительной детальностью по материалам Р.Я.Белевцева (1975), Я.П.Билынской и В.В.Захарова, рядом с гнейсами развиты чарнокитовые граниты. Они встречены и в северо-восточном эндоконтакте Долинского массива, а также, по данным В.П.Брянского и В.И.Орси, — в Чигиринском массиве вблизи контакта с гнейсами гранулитовой фации. В Ядловско-Трактемировской зоне с гнейсами и кристаллосланцами этой фации, как правило, ассоциируют согласные тела чарнокитов и эндербитов (Воробей, Фомин, Щербаков, 1975). Чарнокиты Новоукраинского массива, по данным Е.Н.Голуб, обрамляются с запада и юго-запада гиперстеновыми и гранат-кордиеритовыми гнейсами гранулитовой фации по рекам Черному Ташлыку, Мертвоводу. Таким образом, метаморфические породы гранулитовой фации часто сопровождаются чарнокитоидами. Зона гранулитовых пород прослеживается не только в нижнепротерозойских гнейсах, но и среди гранитоидов, возможно, представляющих переработанные выступы архейского основания.

В восточной части района в гнейсах гранулитовой фации проявляется регрессивный метаморфизм, выражающийся в том, что гиперстен в них обычно в той или иной мере замещается амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Диафторез гранулитовых пород развит незначительно.

В Приингулье широко распространены породы амфиболитовой фации. Они образуют субмеридиональную полосу, которая прослеживается вдоль р. Ингула, захватывая часть Ингуло-Ингулецкого водораздела. Амфиболитовая фация развита как в синклинорной зоне, образуемой ингульскими гнейсами, так и в Кировоград-Бобринецком, Долинском, Чигиринском гранитных массивах. Большая полоса пород

Т а б л и ц а 20. Химический состав породообразующих минералов и пород Ингуло-Ингулецкого района, %

Номер по порядку	Минерал порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П.п.п.	Сумма
1	Гранат	38,72	Следы	20,45	Следы	31,97	0,97	5,13	1,74	0,20	0,18	0,11	0,08	99,55
	Биотит	35,45	5,55	16,00	4,18	14,40	0,04	11,46	0,12	Следы	8,84	0,38	2,56	99,61
	Порода	71,30	0,47	14,74	0,47	2,94	0,07	1,55	2,16	3,30	1,70	н/о	0,23	99,60
2	Гиперстен	48,84	0,17	0,80	0,45	35,92	0,60	11,75	0,42	0,11	Следы	0,14	0,38	99,70
	Биотит	35,98	4,90	14,03	2,53	20,60	0,06	9,20	0,14	0,10	8,84	0,04	3,03	99,67
	Порода	64,76	0,66	15,95	0,28	3,89	0,05	1,42	2,77	3,10	4,80	0,05	1,07	99,59
3	Гранат	37,75	0,07	20,23	Следы	37,31	1,25	2,07	1,41	0,08	0,09	Следы	Следы	100,41
	Биотит	34,75	2,99	17,36	3,63	20,84	0,05	6,92	0,24	0,25	8,25	0,10	3,78	99,79
	Порода	73,50	0,33	13,44	0,33	1,72	0,04	0,50	0,96	2,98	5,32	0,20	0,18	99,75
4	Гранат	38,37	0,04	20,27	Следы	33,62	0,65	4,38	2,21	0,08	0,09	Следы	Следы	99,88
	Биотит	35,54	3,62	16,18	"	22,12	0,03	9,02	0,46	0,20	8,16	"	4,24	100,08
	Порода	70,02	0,37	12,32	0,18	6,69	0,091	2,12	2,45	2,24	1,60	0,04	1,45	99,70
5	Гранат	40,09	0,03	20,00	2,15	29,59	0,113	3,64	2,52	0,30	0,33	0,18	0,61	100,19
	Биотит	37,28	1,64	17,33	4,13	16,91	0,056	9,12	0,66	0,26	7,58	0,38	3,48	99,72
6	Гранат	38,52	0,095	20,72	1,83	31,12	0,085	3,27	2,60	0,36	0,25	0,02	0,54	100,33
	Биотит	36,16	1,78	16,07	4,12	19,09	0,034	8,48	1,38	0,18	7,28	0,44	3,71	99,91
7	Гранат	39,81	0,059	20,00	2,75	29,41	0,251	2,96	3,24	0,34	0,32	0,00	0,51	100,22
	Биотит	37,70	1,51	15,86	4,84	19,12	0,052	7,19	1,21	0,26	6,86	0,56	3,90	100,00
8	"	34,41	4,30	15,96	6,63	22,46	0,04	4,22	0,80	0,20	8,06	0,17	2,81	100,16
9	"	34,23	4,19	14,61	2,82	25,32	0,07	5,61	0,85	0,17	8,40	0,14	3,98	99,91
	Порода	69,64	0,54	12,48	0,24	3,77	0,09	0,52	3,64	2,66	5,00	0,10	0,12	100,39
10	Биотит	35,86	2,57	17,83	3,69	17,28	0,22	8,86	0,35	0,12	8,72	0,32	3,72	99,82
	Порода	73,46	0,34	12,96	Следы	2,88	0,04	1,22	1,74	3,68	2,42	0,01	0,75	99,62
11	Гранат	39,45	0,04	20,07	1,56	31,76	0,97	3,61	1,39	0,32	0,20	0,05	0,12	99,54
	Биотит	35,13	3,62	18,62	2,10	17,86	0,05	8,95	0,46	Следы	8,68	0,34	3,59	99,67
	Порода	73,71	0,43	12,15	1,53	2,88	0,05	1,71	1,39	2,88	2,36	0,01	0,78	100,06
12	Гранат	39,32	Следы	19,88	0,13	32,72	0,75	3,48	3,01	0,26	0,18	0,04	Следы	99,77
	Биотит	34,80	2,47	16,87	4,18	18,63	0,10	9,82	0,20	Следы	8,00	0,56	3,94	99,72
	Порода	70,96	0,47	11,83	2,37	4,32	0,06	2,53	2,32	2,06	1,60	0,09	0,69	99,71
13	Биотит	35,65	3,18	15,52	4,50	18,72	0,08	9,77	0,12	Следы	8,00	0,56	3,41	99,63
	Порода	70,35	0,37	12,96	1,21	3,17	0,04	1,88	2,90	3,10	2,14	0,13	0,92	99,86
14	Биотит	34,15	3,35	15,30	5,95	23,24	0,26	4,90	0,35	Следы	7,52	0,44	3,70	99,72
	Порода	66,59	0,57	14,90	2,19	3,02	0,05	0,98	2,67	2,96	4,40	0,13	0,79	99,55
15	Биотит	36,56	2,94	19,75	3,15	17,32	Следы	7,34	0,40	0,25	9,42	0,06	2,65	99,93
	Порода	60,54	0,98	14,55	1,23	7,26	0,10	1,67	3,90	3,38	3,20	0,06	2,46	99,80
16	Гиперстен	48,35	0,10	1,70	1,28	32,20	0,73	13,83	0,36	0,08	Следы	-	-	100,38
	Гранат	37,77	Следы	21,44	0,86	32,12	1,80	4,29	2,11	Следы	"	-	-	100,46
	Биотит	35,32	4,74	15,80	5,96	15,91	0,075	9,57	0,25	0,05	8,40	0,80	3,37	99,56
17	"	37,30	5,16	16,33	1,76	13,52	0,1	13,91	0,07	0,26	8,88	0,10	2,29	99,64
18	Диопсид	50,09	0,11	2,78	1,59	11,51	0,36	11,89	20,16	0,46	0,10	0,06	1,21	100,32
19	Биотит	35,15	4,55	15,70	2,15	22,87	0,11	7,00	0,42	0,36	8,40	0,10	2,79	99,60
20	"	36,97	5,88	14,22	14,95	-	Следы	14,85	Следы	0,28	9,26	0,06	3,00	99,61

Номер по порядку	Минерал пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
21	Лиопсид	50,01	0,03	2,36	1,36	13,52	0,28	10,89	20,01	0,36	0,10	0,12	0,81	100,45
22	Биотит	36,44	4,55	15,69	1,05	15,26	Следы	14,06	0,28	0,10	8,68	0,14	2,38	99,60
	Гранат	38,98	Следы	20,26	0,64	31,10	2,82	3,48	1,85	0,26	0,18	0,11	0,03	99,71
23	Биотит	35,63	2,66	19,00	2,90	16,56	0,10	9,85	0,12	Следы	8,50	0,46	3,80	99,64
	Порода	67,57	0,57	14,58	1,85	2,74	0,05	2,37	2,79	3,82	2,32	0,03	0,51	99,74
24	Гранат	39,02	Следы	20,07	0,84	30,60	3,37	3,37	1,85	0,32	0,20	0,05	Следы	99,69
	Биотит	35,87	2,47	19,11	3,83	14,98	0,08	10,91	0,22	Следы	8,36	0,50	3,26	99,68
	Порода	65,80	0,57	14,90	1,48	4,03	0,06	2,77	2,32	3,86	2,66	0,01	0,55	99,62
25	Гранат	38,17	Следы	20,23	1,49	33,26	2,55	2,06	2,08	0,26	0,18	0,05	0,03	100,36
	Биотит	34,72	2,57	20,93	2,90	18,0	0,06	7,81	0,12	Следы	8,20	0,42	3,80	99,65
	Порода	71,54	0,37	13,69	0,88	3,17	0,03	1,80	1,16	3,50	3,04	0,17	0,58	100,45
26	Гранат	39,30	0,08	20,59	3,06	29,13	0,985	4,73	1,22	0,24	0,41	0,05	0,05	99,86
	Биотит	35,26	3,62	18,28	5,01	13,71	0,055	10,93	0,48	0,09	8,48	0,66	3,58	99,53
27	Гранат	39,17	0,07	19,82	3,75	31,41	1,84	2,43	0,80	0,24	0,41	0,10	-	100,00
	Биотит	33,82	2,63	18,95	7,12	16,49	0,146	7,50	0,25	0,07	8,67	0,62	3,87	99,52
28	Гранат	39,68	Следы	21,03	Следы	30,04	0,42	7,29	1,39	0,26	0,18	0,04	Следы	100,33
	Биотит	36,10	4,75	16,48	3,06	14,83	0,02	11,80	0,12	Следы	9,00	0,46	2,46	99,71
	Порода	66,70	0,66	15,74	0,66	4,67	0,06	2,44	1,71	2,88	3,39	Не обн.	0,59	100,02
29	Гранат	39,70	Следы	20,27	1,62	28,80	0,85	4,57	3,24	0,26	0,18	0,12	Следы	99,61
	Биотит	35,82	5,35	14,75	5,13	15,41	0,02	11,11	0,17	Следы	9,12	0,46	2,74	100,42
	Порода	66,36	0,57	15,80	0,25	4,31	0,08	1,95	2,73	2,88	3,39	0,07	0,69	99,61
30	Гиперстен	47,12	0,34	3,31	4,86	29,85	0,163	13,13	0,37	0,07	0,15	0,43	1,08	99,98
	Гранат	39,98	0,13	20,31	3,87	23,28	0,448	4,81	1,84	0,24	0,35	0,05	0,04	100,36
31	Гиперстен	49,81	Следы	0,96	0,04	32,50	0,52	13,83	1,39	0,18	0,06	Следы	0,28	99,57
	Биотит	36,06	3,82	14,95	2,25	18,67	0,12	11,22	0,25	0,10	8,36	0,56	2,85	99,75
	Порода	57,90	0,57	13,57	0,74	10,56	0,88	5,37	3,64	1,88	2,72	0,09	0,44	99,65
32	Гранат	39,57	0,09	19,69	1,69	30,88	0,62	4,80	1,92	0,26	0,18	0,11	-	99,81
	Биотит	34,91	5,05	14,76	3,82	18,00	0,05	10,91	0,12	Следы	8,36	0,62	3,12	100,01
	Порода	71,70	0,47	12,66	0,73	4,02	0,07	1,87	2,05	2,57	2,13	0,12	0,53	99,65
33	Амфибол	42,23	1,61	12,50	4,81	12,96	0,38	10,42	10,90	1,32	0,80	0,38	1,70	100,39
	Биотит	36,30	3,82	15,89	2,70	16,52	0,26	12,02	0,48	0,14	8,26	0,44	2,81	99,90
	Порода	50,30	1,24	13,61	6,62	8,48	0,25	6,53	7,98	2,77	0,53	Не обн.	0,91	100,09
34	Биотит	36,10	2,08	17,40	3,86	15,08	0,54	12,36	0,25	0,10	8,26	0,80	2,90	99,99
	Порода	57,05	0,84	12,87	3,25	8,48	0,12	5,79	4,00	1,79	2,45	0,15	0,29	101,11
35	Амфибол	50,30	0,44	5,35	1,50	14,08	0,42	13,20	11,60	0,40	0,40	0,80	1,87	100,51
	Биотит	36,40	2,08	16,50	3,88	16,95	0,24	11,20	0,60	0,10	8,00	0,50	3,15	99,98
	Порода	64,48	0,57	14,21	1,48	4,38	0,06	3,18	3,30	2,45	3,20	0,10	0,83	99,60
36	Амфибол	47,70	0,24	11,31	1,40	15,37	0,40	19,80	0,48	0,90	Следы	0,40	1,90	99,93
	Биотит	38,80	1,32	18,84	3,02	7,18	0,08	18,70	0,25	0,40	6,92	0,90	2,94	99,70
	Порода	64,50	0,47	13,02	1,89	5,03	0,15	3,41	1,94	1,92	2,33	0,20	1,86	100,39
37	Биотит	35,08	2,48	17,52	4,24	16,23	0,26	10,80	0,36	0,10	8,40	0,84	3,18	99,78
	Порода	66,47	0,49	16,07	1,34	2,66	0,03	2,20	1,82	3,60	3,30	0,06	1,04	99,59

Примечание. 1 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.ИИ-16, с.Пляковка, р.Каменоватка, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 2 - граномонцит (Пр+Би+Пл+Ми+Кв), обр.И-4, с.Россоженич, скв. I105, гл.93,5 м, коллекция В.И.Орсы; 3 - гранит (Гр+Би+Пл+Ми+Кв), обр.4/9, с.Цветное, карьер, коллекция В.И.Орсы; 4 - гнейс (Гр+Ги+Би+Пл+Ми+Кв), обр.И-6, с.Дубки, скв.1064, гл.40,0-41,6 м, коллекция В.И.Орсы; 5 - плагиогнейс (Гр+Би+Пл+Кв), обр.4/15, с.Березовка, скв.5482, гл.137,0-143,0 м, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 6 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кш+Кв+Гф), обр.И-7, там же, скв. 5482, гл.388,5-395,0 м, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 7 - гнейс (Ро+Гр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.4/17, там же, скв.5484, гл.75,0-97,0 м, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 8 - гранит (Гр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.И-25, ст.Капустино, карьер, коллекция Е.Н.Голуб; 9 - граносиенит (Гр+Пр+Ол+Би+Пл+Кш+Кв), обр.4/26, с.Войновка, карьер, коллекция Е.Н.Голуб; 10 - гнейс (Би+Пл+Кш+Кв), обр.4/35, с.Субботцы, карьер, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 11 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.И-29, пгт.Новгородка, р.Каменка, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 12 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кв+Му), обр.4/46, с.Чечелевка, р.Ингулец, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 13 - гнейс (Пр+Би+Пл+Кв+Ро+Му), обр.4/48, с.Чечелевка, р.Верблужка, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 14 - гранит (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр.4/52, с.Осиповка, р.Зеленая, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 15 - гранодиорит (Пр+Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр.И-45, с.Спасово, скв.4491, гл.42,0-42,5 м (Ги - в книге "Породообразующие пироксены ...", 1980); 16 - эндербит (Гр+Пр+Би+Пл+Кв), обр.4/66, с.Ново-Григорьевка, б.Крученая, обн.123, коллекция Г.А.Шварца; 17 - гнейс (Ги+Би+Ко+Пл+Кш+Кв), обр.И-17, с.Орлово Поле, скв.7520, гл.53,9 м (Ги - в книге "Породообразующие пироксены ...", 1980); 18 - гнейс (Ги+Ди+Би+Пл+Кв), обр.И-18, с.Малая Тимошевка, скв.7296, гл.38,0 м (Ги - Породообразующие пироксены, 1980); 19 - гнейс (Ги+Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр.И-19, с.Повокрасное, р.Малая Корабельная, скв.7/49 гл.18,3 м (Ги - в книге "Породообразующие пироксены ...", 1980); 20 - гнейс (Гр+Пр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.И-20, села Новомарьевка - Мостовое, скв. 7315, гл.45,0 м (Пр - в книге "Породообразующие пироксены ...", 1980); 21 - гнейс (Пр+Пл+Ам+Пш+Кв), обр.И-21, с.Анновка, балка Мазница, скв.7352, гл.25,0 м (Пр - в книге "Породообразующие пироксены ...", 1980); 22 - гнейс (Пр+Ам+Би+Пл+Кш+Кв), обр.4/81, с.Витязевка, скв.7446, гл.49,0 м (Пр - в книге "Породообразующие пироксены ...", 1980); 23 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кв), обр.И-33, с.Терноватка, р.Ингул, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 24 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кв), обр.4/87, с.Ульяновка, р.Ингул, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 25 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.И-34, с.Криничеватка, р.Березовка, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 26 - гнейс (Гр+Би+Пл+Ми+Кв), обр.4/93, с.Рощаховка, обн.101, коллекция Г.А.Шварца; 27 - гранит (Гр+Би+Пл+Ми+Кв), обр.4/94, с.Ивановка, р.Громоклей, обн.9, коллекция Г.А.Шварца; 28 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.4/98, г.Еланец, р.Гнилой Еланец, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 29 - мигматит (гранито-гнейс) (Гр+Пр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.4/99, с.Веселый Подол, р.Гнилой Еланец, коллекция И.М.Этингофа и И.М.Пайкуш; 30 - гнейс (Гр+Пр+Би+Пл+Кв), обр.4/109, с.Широкий Раздол, скв.7194, гл.14,9 - 31,2 м, коллекция Г.А.Шварца; 31 - кристаллосланец (Ги+Ди+Би+Пл+Кв), обр.Р-4, х.Коцацкий, скв.17202, гл.173,5 м, коллекция И.М.Этингофа и Я.П.Бильнской; 32 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кв), обр.Р-22, б.Никифоровка, с.Никифоровка, обн.Р-3, коллекция И.М.Этингофа и Я.П.Бильнской; 33 - амфиболит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.Р-37, с.Гуровка, р.Боковая, обн.Р-4, коллекция И.М.Этингофа и Я.П.Бильнской; 34 - плагиогнейс (Гр+Ро+Би+Пл+Гф), обр.Р-40, пос.Грузский I-й, скв.17222, гл.130,5 м, коллекция И.М.Этингофа и Я.П.Бильнской; 35 - плагиогнейс (Гр+Ро+Ак+Би+Пл+Кв+Гф), обр.Р-50, с.Ново-Лозоватка, скв.

12545, гл.291,0 м, коллекция И.М.Этингофа и Я.П.Бильнской; 36 - сланец (Би+Кв+Гф+Эп), обр.Р-55, с.Родионовка, скв.16009, гл.85,6 м, коллекция И.М.Этингофа и Я.П.Бильнской; 37 - плагиогранит (Би+Му+Пл+Ми+Кв), обр.Р-566, там же, скв.16002, гл.42,4 м, коллекция И.М.Этингофа и Я.П.Бильнской; с буквой "И" - номера точек взятия образцов Ингуло-Ингулецкого района (табл.16; рис.21 - в тексте), а с буквой "Р" - номера точек Родионовского подрайона (см. табл.17; рис.22 - в тексте). Кроме того, установлено в анализах (%): I (биотит) - $F 0,15$; $SiO_2 0,48$; I (порода) - $P_2O_5 0,08$; S следы; $CO_2 0,59$; 2(гиперстен) - $P_2O_5 0,12$; 2(биотит) - $F 0,69$; $BaO 0,22$; 2(порода) - $P_2O_5 0,26$; $SO_3 0,02$; $CO_2 0,44$; $BaO 0,02$; 3(гранат) - $P_2O_5 0,15$; 3(биотит) - $P_2O_5 0,11$, $F 0,90$; 3(порода) - $P_2O_5 0,17$; $S 0,02$; $CO_2 0,07$; 4(гранат) - $P_2O_5 0,17$; 4(биотит) - $P_2O_5 0,03$; $F 0,42$; 4(порода) - $P_2O_5 0,11$; 5(гранат) - $P_2O_5 0,039$; $0,459$; $SO_3 0,32$; 5 (биотит) - $P_2O_5 0,483$; $0,679$; $SO_3 0,12$; 6(гранат) - $P_2O_5 0,364$; $F 0,467$; $SO_3 0,10$; 6(биотит) - $P_2O_5 0,800$; $F 0,760$; $SO_3 0,07$; 7(гранат) - $P_2O_5 0,0352$; $F 0,031$; $SO_3 0,19$; 7(биотит) - $P_2O_5 0,736$; $0,695$; $0,07$; 8(биотит) - $P_2O_5 0,10$; $0,33$; 9(биотит) - $P_2O_5 0,02$; 9(порода) - $P_2O_5 0,34$; $0,36$; 10(биотит) - $F 0,28$; 10(порода) - $P_2O_5 0,09$; S следы; $CO_2 0,03$; 11(биотит) - $F 0,27$; 11(порода) - $P_2O_5 0,15$; S следы; $CO_2 0,03$; 12(биотит) - $F 0,15$; 12(порода) - $P_2O_5 0,15$; S следы $CO_2 0,18$; 13(биотит) - $F 0,12$; 13(порода) - $P_2O_5 0,15$; $S 0,04$; $CO_2 0,50$; 14(биотит) - $F 0,06$; 14(порода) - $P_2O_5 0,16$; S следы; $CO_2 0,14$; 15(биотит) - $P_2O_5 0,09$; 15(порода) - $P_2O_5 0,35$; $SO_3 0,12$; 16(гиперстен) - $P_2O_5 0,06$; 16(гранат) - $P_2O_5 0,07$; 16(биотит) - $P_2O_5 0,018$; $SO_3 0,02$; 20(биотит) - $P_2O_5 0,14$; 22(биотит) - P_2O_5 следы; 23(биотит) - $F 0,06$; 23(порода) - $P_2O_5 0,15$; $S 0,03$; $CO_2 0,36$; 24(биотит) - $F 0,09$; 24(порода) - $P_2O_5 0,14$; $S 0,11$; $CO_2 0,36$; 25(биотит) - $F 0,12$; 25(порода) - $P_2O_5 0,08$; $SO_3 0,08$; $CO_2 0,36$; 26(гранат) - $P_2O_5 0,051$; $SO_3 0,02$; 26(биотит) - $P_2O_5 0,023$; $SO_3 0,02$; 27(гранат) - $P_2O_5 0,045$; $SO_3 0,02$; 27(биотит) - $P_2O_5 0,015$; $SO_3 0,02$; 28(биотит) - $F 0,28$; $BaO 0,35$; 28(порода) - $P_2O_5 0,10$; S следы; $CO_2 0,42$; 29(биотит) - $F 0,34$; 29(порода) - $P_2O_5 0,23$; $SO_3 0,02$; $CO_2 0,28$; 30(гиперстен) - $P_2O_5 0,01$; 30(гранат) - $P_2O_5 0,036$; 31(биотит) - $P_2O_5 0,09$; $F 0,45$; 31(порода) - $P_2O_5 0,15$; S следы; $CO_2 1,14$; 32(биотит) - $F 0,25$; 32(порода) - $P_2O_5 0,12$; S следы; $CO_2 0,56$; 33(амфибол) - $F 0,38$; 33(порода) - $P_2O_5 0,14$; $SO_3 0,24$; $CO_2 0,49$; 34(биотит) - $P_2O_5 0,03$; $F 0,23$; 34(порода) - $P_2O_5 0,22$; SO_3 следы; $Si 1,65$; 35(амфибол) - $P_2O_5 0,06$; $F 0,09$; 35(биотит) - $P_2O_5 0,03$; $F 0,25$; 35(порода) - $P_2O_5 0,15$; SO_3 следы; $S 0,15$; $CO_2 1,06$; 36(амфибол) - $P_2O_5 0,03$; 36(биотит) - $F 0,35$

З6(порода) - P_2O_5 0,12; SO_3 следы; S 1,66; З7(биотит) - P_2O_5 0,03; F 0,26; З7(порода) - P_2O_5 0,26; S следы; CO_2 0,25.

амфиболовой фации прослеживается вдоль Криворожско-Кременчугской зоны, отступая от нее на запад у Криворожского и Кременчугского синклиналиев. Породы амфиболитовой фации известны также в средней части Братско-Звенигородской полосы, обрамляющей с запада Курсунь-Новомиргородский массив.

Породы амфиболитовой фации представлены преимущественно биотитовыми гнейсами (Би+Пл+Кв+Кш+Гр), реже роговообманко-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами (Ро+Би+Пл+Кв+Кш+Пм; Гр+Би+Си+Кш+Пл+Кв, Ко+Би+Си+Кш+Пл+Кв). В северо-восточной части района (Правобережный район Западно-Ингулецкой полосы) в мелких межблоковых синклиналиях распространены амфиболиты, безрудные кварциты с силлиманитом или кордиеритом, силлиманит-биотитовые, графит-биотитовые гнейсы, железистые (Мт+Ги+Ку+Гр+Кв, реже Фа+Ги+Ку+Кв+Мт, Фа+Мт+Сал+Ку; Мт+Сал+Ро+Гр+Кв+Ги) и карбонатные породы, а также кальцифиры (Ди+До+Ка+Шп+Гр; Ди+Ка+До+Гр). В отличие от гранулитовой фации в гнейсах амфиболитовой фации не встречается гиперстен, особенно в ассоциации с ортоклазом. Парагенезисы Гр+Ко+Кш отмечаются лишь в самых верхах амфиболитовой фации, причем железистость граната выше 75-77 (Породообразующие гранаты..., 1980). В железистых породах амфиболитовой фации, обычен куммингтонит. Двупироксеновые метабазиты изредка наблюдаются в верхах фации. Глиноземистые гнейсы амфиболитовой фации отличаются широким распространением парагенезисов Си+Кш, Гр+Кш, Ко+Кш, редкостью мусковита и отсутствием ставролита и андалузита.

Подразделение амфиболитовой фации на субфации пока затруднено. В верхней ее части можно выделить альмандин-кордиерит-ортоклазовую субфацию. Однако из-за несовместного распространения высокоглиноземистых пород такое подразделение для картирования нецелесообразно. На карте условно выделены две субфации по температуре, определенной геотермометром Л.Л.Перчука (1970). Вполне обоснованно такое подразделение лишь на Родионовском участке, где наблюдается постепенный прогрессивный переход от эпидот-амфиболитовой фации к амфиболитовой. Гранитоиды амфиболитовой фации не содержат гиперстена и относятся к биотитовым (+гранат+роговая обманка) разновидностям адамеллитового состава. Для восточной части района характерны плагиогранитоиды.

По мнению Р.Я.Белевцева (1975), биотит-гиперстеновые гнейсы гранулитовой фации, развитые в западном и северо-западном обрамлении Верблюжского и Боковьянского массивов, по простиранию толщи на юго-восток переходят в биотитовые гнейсы амфиболитовой фации. На Родионовском участке около с.Христофоровки последние сменяются микрогнейсами и сланцами с мусковитом и ставролитом, которые уже относятся к эпидот-амфиболитовой фации. Полосы гнейсов, обрамляющие Вершино-Власовский выступ архейского фундамента, с северо-запада на юго-восток переходят от биотит-гиперстеновых разновидностей к биотитовым, т.е. фиксируется смена гранулитовой фации амфиболитовой. Вдоль Братско-Звенигородской зоны прослеживается неоднократное изменение условий метаморфизма. В северной (Ядловско-Трактемировская аномалия) и южной (Братский синклиниорий) частях этой зоны развиты гнейсы гранулитовой фации, а в средней (Звенигородский район) – породы амфиболитовой. Ингульская полоса гнейсов амфиболитовой фации в южном Приингулье, облекая Кировоград-Новоукраинский массив, переходят в гнейсы гранулитовой фации Братского синклинория. В связи с тем, что породы чечелевской и спасовской свит имеют близкий химический состав, differing лишь степенью метаморфизма, по мнению Р.Я.Белевцева, их следует объединить в одну (чечелевскую) свиту.

Породы эпидот-амфиболитовой фации, образуя метаморфические зоны, располагаются на двух небольших участках – Родионовском (западнее Кривбасса) (табл.21) и Омельникском (западнее Кременчугского синклинория). Кроме того, они протягиваются узкой полосой вдоль Криворожско-Кременчугской зоны.

В метапелитовых сланцах этой фации устойчива кварц-мусковитовая ассоциация, в низкой субфации характерны ставролит и андалузит, а в высокой – силлиманит-мусковитовый парагенезис. В куммингтонитовых железистых кварцитах и сланцах фации, как правило, нет гиперстена, а в карбонатных породах – форстерита. В то же время в амфиболитах редок эпидот, встречается клинопироксен, т.е. эти породы по парагенезисам мало отличаются от амфиболитов амфиболитовой фации.

На упомянутых выше участках породы эпидот-амфиболитовой фации располагаются зонально: восточную часть их занимают породы андалузит-ставролитовой минеральной субфации, а западную – силлиманит-мусковитовой. Еще западнее последняя сменяется метаморфической зоной амфиболитовой фации. Например, на Родионовском участке развиты породы ставролитовой минеральной субфации эпидот-

Т а б л и ц а 21. Минеральные парагенезисы метаморфических пород Родноновского участка

Номер на рис. 22.	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии Т, К	Автор, источник
1	14245	Гнейс	Ги+Пм+Ро+Пл+Кш+Кв	-	С. Е. Федюшин
2	14229	"	Гр+Би+Ги+Пл+Кв+Гф	-	С. Е. Федюшин
3	4466	Кристаллосланец	Ги+Ди	-	И. М. Этингоф
4	17202	"	Ги+Ди+Би+Пл+Гф	960	И. М. Этингоф
5	17170	Кварцит	Гр+Би+Си+Кш+Кв	950	В. В. Захаров
6	12500	Сланец	Гр ₈₂ +Ку+Би ₄₄ +Кв	-	Белевцев (1975)
6а	12500	Офикальцит	Фо+Ди+Тр+Фл+Ка+До	-	Белевцев (1975)
7	4517	Гнейс	Ги+Ди+Ро+Би+Пл+Кв	-	И. М. Этингоф
8	17149	Мигматит	Ди+Би+Пл+Ми+Кв	-	В. В. Захаров
9	17201	Гнейс	Ро+Би+Пл+Кв+Хл	-	В. В. Захаров
10	18012	"	Би+Си+Пл+Ми+Пл+Гф	-	В. В. Захаров
11	14257	"	Ги+Пм+Би+Пл+Кш+Кв	-	С. Е. Федюшин
12	4526	"	Ги+Ди+Ро+Би+Пл+Кш+Кв	-	И. М. Этингоф
13	P-104	Кварцит	Ку+Кв+Мт	-	И. М. Этингоф
14	P-46	Кристаллосланец	Ги+Ди+Ро+Пл+Мт	-	Я. П. Билынская
15	4448	Мигматит	Би+Пл+Кш+Кв	-	И. М. Этингоф
16	P-52	Гнейс	Ди+Ро+Пл+Кв+Сф	-	И. М. Этингоф
17	P-50	"	Ди+Ку+Би+Пл+Кв+Сф	-	И. М. Этингоф
18	306/22	"	Гр ₈₈ +Ги ₇₀ +Би ₆₃ +Пл+Кв	955	Белевцев (1975)
19	12635	"	Пм+Ро+Би+Пл+Кв	-	С. Е. Федюшин
20	12636	"	Ги+Ди+Пл+Кв	-	С. Е. Федюшин
21	13017	"	Ди+Ам+Би+Пл+Кв	-	С. Е. Федюшин
22	P-3	"	Гр ₇₃ +Ги+Би ₅₂ +Пл+Кв	955	И. М. Этингоф, Я. П. Билынская
23	12996	"	Пр+Пм+Би+Пл+Кв	-	С. Е. Федюшин
24	17146	"	Гр ₇₅ +Ро ₄₈ +Би ₅₀ +Пл+Кв	880-890	И. М. Этингоф,
25	17158	"	Би+Му+Ко+Си+Пл+Кв	-	Я. П. Билынская
25а	17158	"	Ат ₃₃ +Фл ₂₃ +Ко ₂₈ +Шп	-	-
26	17144	"	Би+Ан+Хл+Пш+Кв+Гф	-	В. В. Захаров

Продолжение табл. 21

Номер на рис. 22	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные геотермометрии Т, К	Автор, источник
27	-	Гранит	Ги ₆₄ +Ро+Би ₅₈ +Пл+Кш+Кв	1030-1040	Е. Н. Голуб
28	17139	"	Пр+Ро+Пл+Кш+Хл+Эп	-	В. В. Захаров
29	9104	Сланец	Му+Си+Ан+Пл+Кш+Кв+Гф	-	Белевцев (1975)
30	17/63	Гранит	Ги ₆₉ +Ро ₆₃ +Би ₆₁ +Пл	960	Белевцев (1975)
31	17177	Гнейс	Гр ₈₇ +Ро+Пл ₆₅ +Кв	890	В. В. Захаров
31а	17177	"	Би+Ко+Си+Пл+Кв	-	В. В. Захаров
32	17180	"	Ро+Би+Пл+Кв	-	В. В. Захаров
33	17226	Офикальцит	Фо+Ди+Ка+До+Ср	-	В. В. Захаров
34	17184	Гнейс	Гр ₈₉ +Ро+Би ₆₈ +Пл+Кв	900	В. В. Захаров
35	17220	"	Би+Пл+Ми+Кв+Гф	-	И. М. Этингоф, Я. П. Билынская
35а	17220	Офикальцит	Фо+Тр+Ка+До+Ср	-	В. В. Захаров
35б	17220	Плагิโอгранит	Ди+Ро+Ак+Пл+Кв	-	В. В. Захаров
36	17228	"	Би+Му+Пл+Ми+Кв	-	В. В. Захаров
37	P-4	Амфиболит	Ро ₄₉ +Би ₄₇ +Пл+Кв	930	-
38	17156	Гнейс	Би+Пл+Ми+Кв+Гф	-	-
38а	17156	"	Ро+Би+Пл+Ми+Кв+Сф	-	-
38б	17156	Офикальцит	Фо+Ди+Тр+Фл+Ср+Ск+Сф	-	-
38в	17156	Гнейс	Би+Му+Ко+Си+Пл+Ми+Кв	-	И. М. Этингоф,
39	17213	Кварцит	Би+Ко+Кв	-	Я. П. Билынская
39а	17213	Кварцито-песчаник	Му+Пл+Ми+Кв	-	-
40	17222	Гнейс	Гр ₆₈ +Ро ₄₆ +Би+Пл+Кв+Гф	900-910	-
41	18013	Сланец	Би+Му+Пл+Кв+Кш	-	-
41а	18013	Кристаллосланец	Би+Му+Пл+Мт	-	-
42	1140	Плагิโอгранит	Ро+Би+Пл+Кв	-	С. Е. Федюшин
43	17157	Гнейс	Ро+Би+Пл+Кв+Сф	-	И. М. Этингоф, Я. П. Билынская

Окончание табл. 21

Номер на рис. 22	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные гео-термометрии Т.К	Автор, источник
44	17132	Гнейс	Би+Му+Пл+Ми+Кв+Эп	-	И. М. Этингоф, Я. П. Билинская
45	17155	Сланец	Би+Му+Пл+Кв	-	
45а	17155	"	Му+Ко+Си+Ми+Кв	-	
46	P-54	Гнейс	Ро+Би+Пл+Кв+Сф	-	Белевцев (1975)
47	12801	Амфиболит	Ро ₄₇ +Би ₄₆ +Пл+Кш+Кв+Сф	920	
48	12538	Гнейс	Ро+Би+Пл+Кв	-	Белевцев (1975)
48а	12538	"	Би+Му+Ст+Пл+Ка	-	Белевцев (1975)
49	12540	"	Би+Пл+Кв	-	Белевцев (1975)
49а	12540	"	Гр+Ди+Ак+Би+Пл+Кв+Сф	-	И. М. Этингоф, Я. П. Билинская
50	12545	"	Гр ₆₉ +Ро ₄₀ +Ак+Би ₅₁ +Пл+ +Кв+Гф	-	
5Г	12797	"	Би+Му+Пл+Кв+Ка	-	
51а	12797	"	Ро+Би+Пл+Кв+Ка	-	Белевцев (1975)
52	11808	"	Гр ₈₅ +Би ₄₉ +Пл ₄₀ +Кв	810	Белевцев (1975)
53	11509	Сланец	Гр ₉₂ +Би ₆₆ +Ан+Кв	830	Белевцев (1975)
53а	11509	"	Гр+Би+Му+Ан+Пл+Кв	-	Белевцев (1975)
54	11508	"	Гр ₈₇ +Би ₅₀ +Му+Ан+Ст+Кв	800	Белевцев (1975)
55	16009	"	Би+Кв+Гф+Эп	-	И. М. Этингоф, Я. П. Билинская
55а	16009	"	Гр+Би+Му+Ан+Кв	-	
56	16002	Кварцит	Му+Кв	-	
56а	16002	Сланец	Би+Му+Ан+Кв	-	И. М. Этингоф, Я. П. Билинская
56б	16002	Гранит	Би+Му+Пл+Кв	-	
56в	16002	Сланец	Ро+Ак+Би+Пл+Кв	-	
57	17218	Сланец	Би ₂₅ +Му+Ко ₂₀ +Си+Пл+Кв	-	

амфиболитовой фации, ставролит-андалузитовые сланцы, тремолит-доломит-кальцитовые мраморы, диопсидовые кальцифиры, биотитовые микрогнейсы. Севернее с.Родионовки синклиналь резко сужается, а степень метаморфизма увеличивается до силлиманит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации, породы которой развиты и севернее в восточной части Мышеловского и Лелековского участков. Северо-западнее этой полосы, в Гуровском, Лелековском, Власовском, Петровском участках, уже распространены породы амфиболитовой фации (силлиманит-ортоклазовые гнейсы, форстерит-доломит-кальцитовые мраморы, гиперстеновые железистые кварциты).

В Криворожско-Кременчугской зоне на Желтянском, Николаевском и других участках наблюдается резкая смена условий метаморфизма с востока на запад от ставролит-андалузитовой субфации через силлиманит-мусковитовую субфацию до амфиболитовой фации на расстоянии нескольких километров. Везде андалузит-ставролитовая метаморфическая зона прилегает к Криворожско-Кременчугской зоне, а в Криворожском и Кременчугском синклиниях сменяется восточнее алмазидиновой зоной зеленосланцевой фации.

Особенности метаморфизма Ингуло-Ингулецкого района

В районе преимущественно распространены породы амфиболитовой и гранулитовой фаций, меньше эпидот-амфиболитовой, которая располагается лишь в восточной части района, прилегающей к Криворожско-Кременчугской зоне. Фиксируется общий рост степени метаморфизма в западном направлении. Породы одной фации или субфации метаморфизма слагают большие площади как в нижнепротерозойской толще, так и на выступах архейского гранитоидного фундамента. Эти зоны по латерали закономерно переходят друг в друга и образуют единую региональную метаморфическую зональность раннепротерозойского возраста.

Общее простирание метаморфических зон в районе субмеридиональное или северо-восточное и они пересекают геологические границы. Ширина зон от нескольких до 50 км, чаще всего 5-20 км. Характер метаморфической зональности определяется основными особенностями раннепротерозойской геосинклинали.

Метаморфическая зональность изобарическая, главным образом температурная. Границы зон (изограды) примерно отвечают изотермам. Отмечается увеличение температуры метаморфизма от эпидот-амфиболитовой (770-890 К) к амфиболитовой (890-950 К) и до гранулитовой фации (920-1020 К). Общее давление определено по рав-

новесию $Gr+Kc+Si+Kv$ с учетом вхождения воды и углекислоты в кордирит. Для гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций Ташлыкского района, Припугулья и Западно-Ингулецкой полосы получены давления 500–600 МПа. По равновесию $Gi+Fa+Kv$ с учетом экспериментов Смита (Smith, 1971) и С.И.Фонарева с Г.Я.Корольковым (1979) рассчитано общее давление, которое колеблется от $5 \cdot 10^8$ до $6 \cdot 10^8$ Па и не зависит от фации метаморфизма.

По мнению И.М.Этингофа, в формировании метаморфической зональности значительную роль играли, очевидно, зоны глубинных разломов. Анализ карты фации метаморфизма показывает, что области понижения уровня прогрессивного метаморфизма связаны с тектонической зоной, трассирующей с юго-востока на северо-запад от городов Кривой Рог и Ингулец к городам Помошная и Новоукраинка (Центральная зона, по О.И.Слензаку), а также с зонами Криворожско-Кременчугского, Первомайского и частично Кировоградского разломов. Обширный метаморфический минимум приурочен к тектоническому узлу, где пересекаются Центральная зона, Криворожско-Кременчугский и Комиссаровский разломы. Гранулитовые образования наиболее распространены к югу от Центральной зоны, где Р.Я.Белевцев (1975) выделил Новоукраинский метаморфический максимум. Севернее зоны значительно развиты породы амфиболитовой фации. Гранулитовая фация здесь пространственно связана с Ядловско-Трактемировским и Западно-Ингулецким глубинными разломами. Очевидно, значение глубинных разломов в формировании метаморфической зональности в основном определялось низкой или высокой интенсивностью связанного с ними теплового потока. Можно также предположить, что Центральная зона является зоной раздела двух блоков земной коры с разной величиной раннепротерозойского геотермического градиента. Отметим также, что с Центральной тектонической зоной (в пределах Новоукраинского поднятия) и Кировоградским разломом связано широкое проявление низкотемпературного натрового метасоматоза.

СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКИЙ РАЙОН

Основные черты геологического строения

В структурном отношении Среднеприднепровский район соответствует Среднеприднепровскому геоблоку Украинского щита, ограниченному на западе Криворожско-Кременчугским, а на востоке – Орехово-Павлоградским субмеридиональными разломами глубинного заложения. Основной и наиболее специфической особенностью геологического строения района является широкое развитие в его пределах наряду с огромными

массами гранитоидов и мигматитов также мощных толщ слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных образований с весьма значительным удельным весом в их составе продуктов основного вулканизма. Во внутренних зонах района эти толщи слагают обширные структуры синклинорного типа, характеризующиеся в плане неправильной, часто весьма причудливой формой. Наиболее крупные из них – Верховцевская, Сурская и Чертомлыкская. Во внешних зонах геоблока (в западной и восточной его частях) участки развития зеленокаменных толщ характеризуются более или менее четко выраженной линейной формой субмеридиональной ориентировки (Конкско-Белозерская и Восточно-Саксаганская структурно-фациальные зоны). Хотя все перечисленные структуры пространственно разобщены и каждая из них характеризуется своими особенностями, тем не менее во многом они обнаруживают сходство, а иногда и определенную связь, что дает основание большинству исследователей выделять слагающие их вулканогенно-осадочные образования в единую конкско-верховцевскую серию.

По периферии Среднеприднепровского геоблока выделяются два субмеридионально ориентированных пояса метаморфических пород, окаймляющих его с запада и востока. Западный пояс представлен Криворожско-Кременчугской синклинорной зоной, сложенной преимущественно образованиями хемогенно-терригенного происхождения, среди которых наиболее примечательны породы джеспилитовой формации; комплекс метаморфических пород, слагающих эту зону, обычно выделяется в криворожскую серию. Восточный пояс, именуемый Орехово-Павлоградской полосой, относится к Приазовскому району.

Конкско-верховцевская серия – крупное стратиграфическое подразделение украинского докембрия. В ее разрезе выделяются свиты (снизу вверх): 1) конкская – железисто-кремнисто-метабазитовая; 2) белозерская – железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая; 3) тепловская – существенно метабазитовая. По представлениям некоторых исследователей, к нижней части конкско-верховцевской серии относится гранитизированная гнейсо-амфиболитовая толща, выделяемая под названием аульской свиты.

Обширные пространства, заключенные между охарактеризованными выше синклинорными зонами, сложены мощными складчатыми толщами мигматитов и автохтонных гранитоидов, связанных близостью петрографического состава и постепенными переходами. В этих зонах развития гранитогнейсового комплекса локализованы также обособленные массивы более поздних гранитов, которые по особенностям геологи-

ческого положения и комплексу структурно-вещественных признаков существенно отличаются от вмещающих складчатых автохтонных гранитоидов. Среди гранито-гнейсовых полей в виде различного размера ксенолитов и останцов в изобилии встречаются метаморфические породы, представленные в основном амфиболитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами.

Единого мнения у исследователей Среднего Приднепровья в отношении геотектонической позиции районов развития гранито-гнейсового комплекса и стратиграфического положения останцов метаморфических пород в настоящее время нет. По представлениям некоторых исследователей, эти районы в структурном отношении представляют собой положительные инфраструктуры - гранито-гнейсовые купола и валы, которые в совокупности с синклинорными структурами, выполненными породами конкско-верховцевской серии, образуют единую складчатую систему, сформировавшуюся на месте архейской геосинклинали.

По другим представлениям, которые разделяются и авторами данного раздела, межсинклинальные пространства представляют собой интенсивно переработанные тектонические выступы (глыбы) древнего фундамента, насыщенные гранитоидами более позднего времени. Учитывая достаточную обоснованность отнесения конкско-верховцевской серии к архейским образованиям, в описываемом районе в архее должны выделяться суперкрупные толщи по крайней мере двух тектоно-магматических циклов: раннеархейского (древнее 3100 млн. лет) и позднеархейского (2600-3100 млн. лет). Суперкрупные образования раннеархейского цикла представлены гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами, которые в настоящее время выделяют под названием аульской (или днепровской) серии.

Гранитоиды Приднепровья в основном относятся к архейским образованиям (Орса, 1973). Они разделяются на две группы: 1) складчатые гранитоиды пестрого петрографического состава, тесно связанные с гнейсово-мигматитовой толщей; 2) поздне- и после-складчатые граниты, образующие сравнительно обособленные от мигматитов массивы и тела довольно однородного состава. Гранитоиды первой группы представлены главным образом кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Характерная их особенность - отсутствие эруптивных и вообще достаточно четких контактов с вмещающими мигматитами и связанная с этим обстоятельством весьма неопределенная форма слагаемых ими массивов; размеры их обычно не превышают первых километров, а чаще измеряются сотнями метров.

Состав пород даже в этих небольших массивах крайне непостоянен, с переходами от гранитоидов повышенной основности до микроклин-плагиоклазовых гранитогнейсов и мигматитов.

К соскладчатым гранитоидам относятся также порфировластиче-ские мигматиты и граниты demuринского и других типов, образовавшиеся в результате микроклинизации раннеархейских плагиоклазовых гранитов и мигматитов.

С раннепротерозойским этапом развития регионо связано формирование криворожской серии. Она расчленена на пять свит (снизу вверх): новокриворожскую, скелеватскую, саксаганскую, гданцевскую и глееватскую. Посткриворожские образования в Среднем Приднепровье развиты ограниченно. В основном это магматические и метасоматические породы.

Гранитоиды, имеющие активные контакты с криворожской серией и сопоставляемые в схеме УРМСК с породами кировоградско-житомирского комплекса (верхний возрастной рубеж 1900 ± 100 млн. лет), представлены главным образом аплито-пегматоидными гранитами. По данным М.Н.Доброхотова (1967) и некоторых других исследователей, существуют также плагиограниты, прорывающие криворожскую серию. Можно полагать, что они образовались в результате ремобилизации более древних плагиогранитов.

В зоне сочленения с приазовским геоблоком залегают небольшие массивы щелочных пород восточноприазовского граносиенитового комплекса, относящиеся к раннему протерозою ($1900 \pm 100 - 1650 \pm 50$ млн. лет).

Как следует из изложенного выше, в районе выделяются три разновозрастных структурно-метаморфических комплекса: нижний, представленный породами переработанного фундамента, средний, включающий образования конкско-верховцевской серии и соответствующие ей по возрасту гранитоиды, и верхний, представленный криворожской серией. В связи с тем, что по некоторым особенностям геологического положения и характеру метаморфизма два последних комплекса обнаруживают определенное сходство, в дальнейшем они будут рассматриваться совместно в составе единого верхнего яруса.

Метаморфическая зональность

Глубокие структурно-вещественные преобразования пород нижнего структурно-метаморфического комплекса (фундамента), обусловленные различными геологическими процессами последующих этапов, не позволяют выявить закономерности временного и пространственного

развития метаморфизма ранних этапов и с достаточной полнотой восстановить условия его проявления. В связи с тем, что огромные массы пород фундамента испытали тектоническую и плутоническую активизацию, сейчас трудно решить вопрос, был ли этот древнейший метаморфизм, как принято считать, действительно латерально однородным или уже на ранних стадиях геологического развития проявились признаки его зональности.

Для понимания причины интенсивной переработки нижнего структурно-метаморфического комплекса весьма важным представляется то обстоятельство, что породы фундамента принимали участие в складчатых процессах, связанных с конкско-верховцевским тектогенезом. Об этом свидетельствует наблюдающаяся почти повсеместно конформность наслоенных толщ конкско-верховцевской серии со структурными элементами древних гранитогнейсов. Большую роль в процессе переработки фундамента сыграла синтектоническая метасоматическая переработка, носившая форму региональной микроклизации. Образовавшиеся при этом гнейсовидные породы занимают огромные площади, представленные обширными полями порфиробластических и тонкополосчатых микроклизосодержащих мигматитов.

Более или менее сохранившиеся от последующей переработки участки фундамента наблюдаются в виде реликтов. Слагающие их породы по характеру минеральных ассоциаций и составу породообразующих минералов относятся преимущественно к образованиям амфиболитовой фации и лишь в пределах отдельных блоков, о которых будет сказано ниже, встречены продукты гранулитовой фации. Следует подчеркнуть, что повсеместное отсутствие среди пород амфиболитовой фации реликтов гранулитовых ассоциаций дает основание считать, что уровень $P-T$ -условий амфиболитовой фации был для них максимальным в процессе прогрессивного метаморфизма исходных вулканогенно-осадочных толщ. В условиях этой же фации получили широчайшее развитие процессы региональной гранитизации и мигматизации.

Метаморфические породы в блоках с амфиболитовым уровнем метаморфизма представлены амфиболитами, кристаллосланцами, биотитовыми и роговообманксо-биотитовыми плагиогнейсами. Амфиболиты по минеральному составу разделяются на следующие типы: пироксен-, гранатсодержащие и нормальные амфиболиты (табл. 22, 23). По структурно-текстурным признакам выделяется широкая гамма разновидностей от крупнозернистых до тонкозернистых сланцеватого сложения. В количественном отношении резко преобладают нормальные амфиболиты. Пироксенсодержащие разновидности встречаются реже, харак-

Т а б л и ц а 22. Минеральные парагенезисы пород фундамента Среднеприднепровского района*

Номер на рис.21	Номер образца	Тип породы	Парагенезис
113**	16/36	Амфиболит пироксеновый	Ро ₃₇ +Пм ₂₄ +Пл ₄₅
	51/95	" "	Ро ₅₂ +Пм ₃₀ +Пл ₄₂
121	Бз-165/2	" гранатовый	Ро ₇₄ +Гр ₉₄ +Пл ₅₀
120	Бз-158/2	Гранитогнейс	Ро ₇₆ +Би ₆₇ +Гр ₉₅ +Пл ₃₈
132	123/168	Кристаллосланец	Ро ₅₄ +Би ₄₄ +Пл ₃₇
	Д-566/1	Тоналит	Ро ₅₀ +Би ₄₅ +Пл ₃₅
118	Д-569/1	Кристаллосланец	Ро ₅₂ +Би ₄₅ +Пл ₄₀
117	2/3	Кварцевый диорит	Ро ₄₆ +Би ₄₁ +Пл ₃₅
	5/12	" "	Ро ₄₅ +Би ₄₁ +Пл ₃₅
122	157/199	" "	Ро ₄₈ +Би ₄₃ +Пл ₄₀
123	64/60	Гранодиорит	Ро ₄₇ +Би ₄₃ +Пл ₃₅ +Ор
108	Бз-395/1	Разгнейсованный кварцевый диорит	Ро ₆₆ +Би ₅₉ +Пл ₄₀
120	Бз-158/1	Гранодиоритогнейс	Ро ₇₆ +Би ₅₉ +Пл ₃₄
125	Д-328/2	Мигматит	Ро ₆₂ +Би ₆₀ +Пл ₃₀
114	Д-330/1	Гранитогнейс	Ро ₅₉ +Би ₅₉ +Пл ₃₄ +Эп+Кв
97	СП-1	Кристаллосланец	Ро ₄₂ +Би ₄₀ +Пл ₃₅ +Пм+Кв
105	СП-9	Кварцевый диорит	Ро ₄₆ +Би ₄₂ +Пл ₃₅ +Кш+Кв
135	Д-185/1	Мигматит	Би ₅₄ +Пл ₃₀
134	Д-195/1	Плагиогранит	Би ₅₃ +Пл ₃₂
133	Д-202/1	"	Би ₅₀ +Пл ₃₅
138	Кр-223/1	Мигматит	Би ₅₃ +Пл ₃₂
139	Кр-215/1	Мигматит-гранит	Би ₅₇ +Пл ₃₄
124	34/74	Амфиболит	Ро ₅₁ +Пл ₄₀
106	СП-10	Метасомит	Хл ₃₁ +Эп ₉₄
107	СП-11	"	Хл ₄₄ +Эп ₁₀₀ +Ро+Му

Окончание табл.22

Номер на рис.21	Номер образца	Тип породы	Парагенезис
127	Бз-526/2	Амфиболит	Ро ₄₄ +Би+Пл ₃₈ +Кв
126	Кр-404/1	Мигматит	Би+КШ+Му+Пл+Кв
109	Д-234/6	Плагιοгранит	Ро ₃₃ +Би ₅₉ +Пл ₂₀ +Кв
115	511	Амфиболит	Ро ₇₅ +Би ₇₀ +Эп
137	510	Плагιοгранит	Гр ₉₃ +Би ₈₁ +Му+КШ+Эп+Хл

* Данные по образцам 511 и 510 - Р.Я.Белевцева, прочие - В.И.Орси.

** Обр.106, 107, 126, 127 - эпидот-амфиболитовая фация, остальные - амфиболитовые.

теризуются теми же условиями залегания, что и нормальные амфиболиты, а обычно с последними перемежаются. Гранатсодержащие амфиболиты обнаружены только в бассейне р.Базавлук, их стратиграфическая позиция еще не ясна.

В составе всех разновидностей амфиболитов преобладает роговая обманка, по особенностям химизма тяготеющая к ряду паргасит - гастингсит. Иногда встречается обманка с повышенным содержанием чермакитового компонента. Как правило, роговые обманки относятся к среднежелезистым разновидностям, общая железистость которых составляет 50-56. Содержание пироксена в амфиболитах обычно не превышает 10%. Установлена только моноклинная его разновидность, представленная салитом (железистым диопсидом). Железистость клинопироксенов по данным химических анализов составляет 20-30. В большинстве случаев четко фиксируются процессы замещения клинопироксена роговой обманкой, что, вероятно, отражает некоторые изменения фациальных условий метаморфизма. Содержание граната в амфиболитах достигает 25%. В его составе резко преобладают альмандин (более 5%) и гроссуляр (около 35%). Плагιοклаз постоянно встречается во всех разновидностях амфиболитов. В пироксенсодержащих амфиболитах его состав изменяется от андезина (№ 30) до лабрадора (№ 55), в других разновидностях основность плагιοклаза обычно не поднимается выше № 40, причем часто наблюдаются здесь и более кислые плагιοклазы, содержащие около 20% анортитового

компонента. Обычны в составе амфиболитов эпидот, хлорит, сфен и карбонат.

Гнейсы представлены в основном биотит–плагиоклазовыми и амфибол–биотит–плагиоклазовыми разновидностями. В некоторых гнейсах в небольшом количестве содержится гранат. Структура этих пород гранобластовая с переходом в лепидогранобластовую. В некоторых случаях распознаются реликты бластосаммитовых структур, что свидетельствует о возможном их первичноосадочном или пирокластическом генезисе. Плагиоклаз представлен обычно олигоклазом № 25–30, железистость биотитов изменяется от 47 до 68, коэффициент их глиноземистости составляет около 80%. Амфибол представлен роговой обманкой, по химическому составу почти аналогичной роговой обманке из амфиболитов.

Все приведенные минеральные парагенезисы отвечают амфиболитовой фации. Наличие диопсида подтверждает правомерность отнесения амфиболитов к образованиям высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Как известно, в схеме метаморфических фаций И.С.Усенко (1960) диопсид является критическим минералом диопсидроговообманковой фации, которую автор параллелизует с высокотемпературной частью амфиболитовой фации П.Эскола. Согласно Н.Г.Судовикову (1964), кристаллизация диопсида происходит в условиях висототемпературной силлиманит–альмандиновой субфации амфиболитовой фации.

К аналогичным выводам приводит также использование минералогических критериев фациальной принадлежности рассматриваемых пород. Особый интерес представляет анализ состава роговых обманок, позволяющий идентифицировать образования гранулитовой, амфиболитовой и эпидот–амфиболитовой фаций. На диаграмме В.В.Закруткина (1968) большинство фигуративных точек изученных роговых обманок рассматриваемого комплекса пород расположились по обе стороны от линии, разделяющей поле роговых обманок гранулитовой и амфиболитовой фаций, что свидетельствует о том, что изученные амфиболиты принадлежат к самой высокотемпературной части амфиболитовой фации. О том же говорит и анализ состава биотитов из амфиболитов и гнейсов. Коэффициент глиноземности этих биотитов составляет 34–36, что (по данным И.Б.Щербакова, Усенко и др., 1972) соответствует низкотемпературной части амфиболитовой фации.

Образования гранулитовой фации встречены в пределах расположенного в восточной части района Славгородского блока, ограни-

Т а б л и ц а 23. Химический состав породообразующих

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	Диопсид	51,29	0,07	1,56	2,22	5,74
	Роговая обманка	42,90	0,76	10,89	5,54	9,19
	Порода	46,10	0,45	15,27	3,61	6,46
2	Диопсид	52,02	0,12	0,33	2,88	7,54
	Роговая обманка	42,81	1,14	10,87	6,30	12,93
3	Гранат	38,01	0,12	21,14	0,64	25,37
	Роговая обманка	39,14	0,96	13,19	6,13	19,96
	Порода	54,54	3,22	12,07	2,92	9,89
4	Гранат	38,26	0,28	20,59	3,38	23,43
	Роговая обманка	38,97	0,67	14,79	7,72	18,00
	Биотит	34,05	2,56	16,90	3,92	22,46
5	Роговая обманка	41,72	1,38	10,84	7,06	12,81
	Биотит	36,22	2,71	15,74	3,88	14,25
	Порода	55,05	0,93	19,00	0,41	7,31
6	Амфибол	43,78	1,34	9,70	7,43	12,06
	Биотит	36,44	2,47	17,14	4,09	13,97
	Порода	61,99	0,40	18,20	2,49	2,14
7	Роговая обманка	42,87	1,59	9,86	6,69	12,58
	Биотит	36,69	2,47	15,43	3,60	15,07
	Порода	59,11	0,80	17,14	3,96	3,00
8	Роговая обманка	43,11	0,36	10,91	6,98	11,11
	Биотит	35,97	2,26	16,61	4,19	13,14
9	Роговая обманка	43,31	0,93	10,55	6,85	10,77
	Биотит	35,83	2,06	16,30	4,95	12,70
	Порода	58,25	0,47	20,28	2,39	2,73
10	Роговая обманка	42,82	1,14	10,40	5,86	12,45
	Биотит	36,53	1,73	16,14	4,70	13,69
11	Роговая обманка	41,47	1,05	11,52	6,74	11,41
	Биотит	34,82	2,38	17,50	5,60	12,90
12	Роговая обманка	40,43	0,85	12,93	7,49	15,52
	Биотит	35,60	2,15	16,67	4,58	18,85
	Порода	64,64	0,58	16,80	1,83	3,08
13	Роговая обманка	38,97	0,67	14,79	7,72	18,00
	Биотит	35,16	2,66	16,24	4,76	19,44
14	Амфиболит	39,00	1,34	10,82	8,44	15,41
	Биотит	35,92	3,12	13,31	4,82	19,58
	Порода	61,78	0,62	18,16	1,13	3,57
15	Роговая обманка	41,61	1,64	9,17	8,37	14,40
	Биотит	34,89	3,12	14,07	6,29	18,43
	Порода	67,61	0,40	16,75	0,35	2,38
16	Биотит	38,50	1,34	15,36	7,67	9,77
	Роговая обманка	14,22	0,84	9,77	5,72	11,06
17	"	43,55	1,11	10,70	6,05	11,78
	Биотит	36,36	2,57	16,88	4,33	13,51

минералов и пород Мреднеприднепровского района, %

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П.п.п.	Сумма
0,28	13,56	24,28	0,29	0,03	0,10	0,73	100,36
0,22	13,60	12,96	1,27	1,11	0,14	1,54	100,37
0,19	10,60	13,30	1,60	0,76	0,21	1,61	100,50
0,54	13,29	21,96	0,37	0,04	0,06	1,09	100,38
0,38	9,34	10,92	1,41	1,06	0,05	1,95	99,39
1,23	0,94	12,43	0,10	0,15	-	-	100,13
0,19	4,85	10,93	1,26	0,94	0,02	2,08	99,73
0,19	2,42	10,55	1,82	0,59	0,05	1,41	99,94
3,12	0,76	10,07	0,15	0,03	0,24	0,16	100,48
0,42	4,37	10,98	1,36	0,99	0,15	2,01	100,46
0,28	7,24	0,11	0,10	7,74	0,27	3,33	99,51
0,38	9,04	12,04	1,35	1,07	0,10	2,15	100,23
0,21	12,47	0,86	0,55	8,94	0,20	3,53	100,59
0,07	3,07	6,49	4,00	1,51	0,19	1,22	100,18
0,38	10,34	11,46	1,14	0,80	Следы	1,69	100,21
0,19	12,34	0,21	0,11	8,86	-	3,11	99,71
-	2,13	5,18	4,78	1,10	0,21	0,52	99,66
0,43	9,92	11,08	1,50	1,30	0,20	1,68	99,85
0,28	12,84	0,35	0,20	9,26	0,16	3,01	99,88
0,05	2,73	6,02	4,10	1,40	0,15	0,70	99,85
0,28	11,35	12,18	1,00	0,82	0,16	1,76	100,36
0,18	13,84	0,56	0,42	9,09	0,24	3,03	99,85
0,36	11,43	12,11	1,33	0,63	0,12	1,66	100,32
0,17	14,04	0,42	0,46	9,05	0,36	3,05	99,72
0,06	3,30	6,27	4,23	1,10	Не обн.	0,99	100,33
0,40	10,55	12,11	1,16	0,87	0,17	2,07	100,25
0,26	13,18	0,98	0,59	8,41	0,23	3,23	99,94
0,30	10,89	11,76	1,09	0,72	0,35	2,40	100,18
0,12	13,38	0,70	0,16	7,98	0,23	3,30	100,37
0,25	6,49	11,53	1,36	1,28	0,04	2,12	100,46
0,17	8,95	0,50	0,23	8,80	0,08	3,04	99,74
0,04	1,49	4,81	4,52	1,42	0,07	0,40	99,73
0,42	4,37	10,98	1,36	0,99	0,15	2,01	100,46
0,14	9,42	0,15	0,06	8,09	0,02	3,65	99,80
0,39	7,75	11,20	1,13	1,62	0,06	2,58	99,83
Следы	9,00	0,60	0,16	9,40	0,01	3,74	100,31
0,08	1,76	5,28	4,93	1,22	0,04	1,77	99,72
0,50	8,67	10,94	1,13	1,37	0,12	1,94	99,95
0,31	9,23	0,60	0,16	9,10	0,07	3,09	100,64
0,05	1,10	3,99	4,92	1,34	0,07	0,56	99,58
0,26	14,21	0,11	0,20	7,28	0,48	4,35	100,01
0,37	12,66	11,06	1,44	0,91	0,14	1,30	100,31
0,22	11,30	10,62	1,28	0,91	0,72	2,10	100,31
0,18	13,28	0,11	0,16	8,92	0,40	2,85	99,24

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
18	Биотит	34,68	2,31	16,95	5,76	16,38
	Порода	71,20	0,25	15,45	0,51	1,58
19	Биотит	35,81	2,90	17,99	4,88	15,82
	Порода	69,46	0,38	16,46	0,29	1,94
20	Биотит	35,77	2,90	17,89	4,00	15,82
	Порода	68,22	0,38	16,48	0,41	2,30
21	Биотит	34,54	1,31	18,05	4,43	17,22
	Порода	73,20	0,14	14,44	0,16	0,92
22	Биотит	34,75	2,90	17,21	3,42	19,57
	Порода	68,44	0,29	15,59	0,81	2,87
23	Роговая обманка	43,02	0,39	14,03	3,36	14,07
	Порода	46,70	0,67	15,34	2,85	11,49
24	Хлорит	29,53	1,81	17,85	2,78	14,08
	Эпидот	36,92	0,57	22,16	13,41	0,72
25	Хлорит	29,10	1,81	17,69	2,87	14,17
	Эпидот	27,41	0,57	21,38	14,01	0,43

Примечание. I - амфиболит пироксеновый (Ро+Пл+Пл+Кв), обр.16/36, с.Старые Койдаки, р.Днепр, коллекция В.И.Орсы; 2 - амфиболит пироксеновый (Ро+Пл+Пл+Кв), обр.51/95, с.Болотское, р.Днепр, коллекция В.И.Орсы; 3 - амфиболит гранатовый (Ро+Гр+Пл+Кв), обр.Бз-165/2, р.Базавлук, у устья р.Базавлукча, коллекция В.И.Орсы; 4 - гранито-гнейс (Ро+Би+Гр+Пл+Кв), с.Мироновка, р.Базавлук, коллекция В.И.Орсы; 5 - кристаллосланец (Ро+Би+Пл+Кв), обр.123/168, с.Любимовка, р.Днепр, коллекция В.И.Орсы; 6 - тоналит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.Д-566/1, с.Игрень, р.Днепр, коллекция В.И.Орсы; 7 - кристаллосланец (Ро+Би+Пл+Кв), обр.Д-569/1, с.Любимовка, р.Днепр, коллекция В.И.Орсы; 8 - кварцевый диорит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.2/3, г.Днепропетровск, коллекция В.И.Орсы; 9 - кварцевый диорит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.5/12, г.Днепропетровск, коллекция В.И.Орсы; 10 - кварцевый диорит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.157/199, х.Запорожец, р.Днепр, коллекция В.И.Орсы; 11 - гранодиорит (Ро+Би+Пл+Ор+Кв), обр.64/60, р.Мокрая Сура, Ямбургский карьер, коллекция В.И.Орсы; 12 - разгайсованный кварцевый диорит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.Бз-395/1, с.Мироновка, р.Базавлук, коллекция В.И.Орсы; 13 - гранодиорито-гнейс (Ро+Би+Пл+Кв), обр.Бз-158/1, там же, коллекция В.И.Орсы; 14 - мигматит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.Д-328/2, с.Редуты, р.Днепр, карьер, коллекция В.И.Орсы; 15 - гранито-гнейс (Ро+Би+Пл+Кв), обр.Д-320/1, р.Днепр, Тахтайский карьер, коллекция В.И.Орсы; 16 - кристаллосланец (Ро+Би+Пл+Кв), обр.СП-1, р.Днепр, Рыбальский карьер, коллекция В.И.Орсы; 17 - кварцевый диорит (Ро+Би+Пл+Кв), обр.СП-9, г.Днепропетровск, коллекция В.И.Орсы; 18 - мигматит (Би+Пл+Кв), обр.Д-185/1, б.Камышеватая, с.Криничеватое, коллекция В.И.Орсы; 19 - плагиогранит (Би+Пл+Кв), обр.Д-195/1, с.Томаковка, р.Томакова, коллекция В.И.Орсы; 20 - плагиогранит (Би+Пл+Кв), обр.Д-202/1, с.Топила, б.Топила, коллекция В.И.Орсы; 21 - мигматит (Би+Пл+Кв), обр.Кр-223/1, б.Демурина, с.Томаровка, коллекция В.И.Орсы; 22 - мигматит-гранит (Би+Пл+Кв),

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
0,17	10,28	0,84	0,10	8,54	0,14	3,48	99,81
0,04	0,66	2,78	4,56	1,60	0,07	0,66	99,66
0,25	10,05	0,28	0,08	8,50	0,14	3,08	99,88
0,03	1,00	3,02	4,66	1,34	0,09	0,66	99,54
0,12	10,68	0,10	0,07	8,86	0,16	3,10	99,69
0,05	0,87	3,65	4,89	1,31	0,03	0,91	99,71
0,30	10,68	0,50	0,16	8,21	0,36	3,89	99,81
0,03	0,57	1,78	3,53	4,25	0,09	0,75	99,84
0,40	9,53	0,28	0,10	8,48	0,12	3,40	100,40
0,05	0,29	4,47	4,60	1,17	0,25	0,18	99,66
0,28	9,19	11,48	1,29	0,10	0,10	2,28	99,76
0,14	8,22	10,64	2,30	0,06	0,08	1,68	100,51
0,24	20,84	1,02	0,10	0,16	0,46	10,91	100,09
0,03	0,46	22,66	0,04	0,04	0,24	2,27	99,52
0,27	21,47	1,14	0,16	0,10	0,56	10,66	100,25
Следы	0,01	22,74	0,04	0,04	0,68	2,36	100,27

обр.Кр-215/1, р.Сакагань, коллекция В.И.Орсы; 23 - амфиболит (Ро+Пл+Кв), обр.34/74, устье р.Мокрой Суры, коллекция В.И.Орсы; 24 - метасоматит (Хл+Эп+Кв), обр.СП-10, с.Старые Койдаки, р.Днепр, коллекция В.И.Орсы; 25 - метасоматит (Хл+Эп+Кв), обр.СП-11, там же, коллекция В.И.Орсы. Кроме того, установлено в анализах (%): I (диопсид) - SO₃ 0,07; P₂O₅ 0,15; I (роговая обманка) - SO₃ 0,15; P₂O₅ 0,10; I (порода) - SO₃ 0,15; P₂O₅ 0,05; CO₂ 0,14; 2 (диопсид) - P₂O₅ 0,14; 2 (роговая обманка) - P₂O₅ 0,23; 3 (порода) - SO₃ 0,02; P₂O₅ 0,33; 4 (роговая обманка) - F 0,03; 4 (биотит) - F 0,05; 5 (биотит) - SO₃ 0,15; P₂O₅ 0,14; 5 (порода) - P₂O₅ 0,59; 6 (биотит) - F 0,27; 6 (порода) - S 0,35; P₂O₅ 0,34; 7 (роговая обманка) - F 0,13; 7 (биотит) - F 0,56; P₂O₅ 0,16; 7 (порода) - S 0,23; P₂O₅ 0,57; 8 (роговая обманка) - SO₃ 0,16; P₂O₅ 0,17; 8 (биотит) - F 0,06; P₂O₅ 0,14; 9 (роговая обманка) - SO₃ 0,10; P₂O₅ 0,17; 9 (биотит) - F 0,05; P₂O₅ 0,14; 9 (порода) - SO₃ 0,09; P₂O₅ 0,14; 10 (роговая обманка) - F 0,10; P₂O₅ 0,15; 10 (биотит) - F 0,12; P₂O₅ 0,15; II (роговая обманка) - F 0,21; P₂O₅ 0,27; 11 (биотит) - F 0,19; P₂O₅ 0,11; 12 (роговая обманка) - F 0,12; P₂O₅ 0,04; 12 (биотит) - F 0,02; P₂O₅ 0,05; 12 (порода) - SO₃ 0,02; P₂O₅ 0,10; 13 (роговая обманка) - F 0,01; 13 (биотит) - F 0,01; 14 (амфибол) - P₂O₅ 0,09; 14 (биотит) - F 0,63; P₂O₅ 0,02; 14 (порода) - SO₃ 0,02; P₂O₅ 0,14; 15 (роговая обманка) - P₂O₅ 0,09; 15 (биотит) - P₂O₅ 0,01; F 1,27; 15 (порода) - SO₃ 0,02; P₂O₅

),09; 16(роговая обманка) - F 0,55; 16(биотит) - F 0,83; 17(роговая обманка) - F 0,28; 17(биотит) - F 0,67; 18(биотит) - F 0,27; Li_2O 0,02; 18(порода) - SiO_2 0,05; P_2O_5 0,15; 19(биотит) - F 0,25; Li_2O 0,04; 19(порода) - SiO_2 0,03; P_2O_5 0,18; 20(биотит) - F 0,24; Li_2O 0,02; 20(порода) - SiO_2 0,02; P_2O_5 0,18; 21(биотит) - F 0,28; 21(порода) - SiO_2 0,02; P_2O_5 0,05; 22(биотит) - F 0,20; Li_2O 0,12; 22(порода) SiO_2 0,02; CO_2 0,54; P_2O_5 0,09; 23(роговая обманка) - P_2O_5 0,17; 23(порода) - SiO_2 0,12; CO_2 0,14; P_2O_5 0,08; 24(хлорит) - F 0,53; 25(хлорит) - F 0,43.

ченного Девладовским, Орехово-Павлоградским и Нижнетерсянским разломами (Берзенин, 1974). Кроме того, породы с гранулитовыми минеральными ассоциациями встречаются в районе, примыкающем с запада к Белозерской синклинорной структуре (Кувшинов, 1981). По данным Б.З.Берзенина, в составе нижней части метаморфической толщи, разбуренной скважинами в пределах Славгородского блока, широко развиты кристаллосланцы с парагенезисами $Gi+Pl$, $Di+Gi+Pl$, $Gi+Po+Pl$, $Po+Pl$, $Gi+Po+Kv+Pl$. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, ильменитом, реже цирконом. Гиперстен образует зерна неправильной формы $\downarrow 2V - 50-63^\circ$, $n_g - n_p = 0,013-0,015$. Моноклинный пироксен представлен салитом, $sN_g = 27-47^\circ$, $2V = 60$, $n_g - n_p = 0,030-0,032$. Роговая обманка окрашена в густой зеленый цвет, $sN_g = 10 - 19^\circ$, $2V = 66-70^\circ$, $n_g - n_p = 0,021-0,023$. Отмеченные выше гранулитовые ассоциации наблюдаются, как правило, только в реликтах среди новообразований амфиболитовой фации, что свидетельствует о ее наложенном характере.

Отсутствие обнажений в районе развития гранулитовых ассоциаций и недостаточная петрологическая изученность kernового материала весьма затрудняют возможность решения вопроса о геологическом соотношении Синельниковского блока с другими блоками фундамента Среднего Приднепровья, а также вопроса о времени и условиях проявления метаморфизма гранулитового уровня. Но сам по себе факт наличия в регионе гранулитовых ассоциаций очень важен, и дальнейшее изучение фактического материала, несомненно, будет способствовать пониманию геологической истории формирования региона. Можно высказать предположение, что метаморфизм наиболее раннего этапа развития характеризовался латеральной неоднородностью геотермического режима.

В выступах древнего фундамента широко проявлен также и низкотемпературный регрессивный метаморфизм. Выше уже отмечается ин-

тенсивно проявившаяся переработка древних гранитоидных образований в условиях эпидот-амфиболитовой фации, выраженная в форме региональной микроклинизации. Изучение этих образований показывает, что такая переработка почти всегда происходит с предварительной бластомилонитизацией, создавшей необходимые предпосылки для активной циркуляции флюидов и более низкотемпературных растворов. Образовавшаяся при этом формация палингенно-метасоматических гранитоидов характерна для Среднего Приднепровья, где обнаружены крупные поля полосчатых и порфиробластических мигматитов ("полимигматитов"), являющихся наиболее характерными ее представителями. Попавшие в условия такой переработки основные породы также существенно изменяют минеральный состав. Для них характерен такой парагенезис: $Ro+Bi+Pl_5+Эп+Кв$. Фигуративные точки роговых обманок из этих пород на диаграмме В.В.Закруткина расположились в поле амфиболитовой фации, около границы с полем эпидот-амфиболитовой фации на значительном расстоянии от роговых обманок нормальных амфиболитов.

К наиболее широко развитым диафторитам относятся также кактаклазироваанные, рассланцованные и в той или иной мере перекристаллизованные породы из зон тектонических нарушений. Эти породы характеризуются обычно минеральными ассоциациями, соответствующими зеленосланцевой фации. Процесс минеральной перекристаллизации сопровождался развитием наложенной кристаллизационной сланцеватости и образованием характерных "очковых" структур. Среди описываемых пород выделяются бластомилониты и филлониты — однородные сланцеватые породы. Мощные зоны бластомилонитов и филлонитов наблюдаются, например, в зоне Девладовского разлома. Здесь развиты кварц-серицитовые и альбит-кварц-серицитовые типы бластомилонитов. Определить первичный состав исходных пород обычно трудно. Биотитовые мигматиты и плагиогнейсы в условиях описываемого типа диафтореза превращаются в эпидот-альбит-хлоритовые сланцы. Бластомилониты по амфиболитам характеризуются такими парагенетическими ассоциациями: $Ак-Хл-Аб-Кв$.

Породы верхнего структурно-метаморфического комплекса наиболее широко представлены в Верховцевской, Чертомлыкской, Сурской, Конкской, Белозерской и Криворожско-Кременчугской синклинальных структурах (Белевцев, 1975).

Верховцевская структура перебурана несколькими профилями: Самотканским, Грановским, Алферовским.

Кудашевским. По этим профилям, пересекающим разветвления Верховцевского синклиория от гранитов до гранитов, а также по многочисленным скважинам на других участках установлены породы разных фаций метаморфизма. Нижняя часть разреза конско-верховцевской серии представлена преимущественно метабазами с маломощными прослоями железистых пород. Такие породы отмечены на Алферовском и Домотканском участках. Верхнюю часть разреза занимают различные сланцы, нередко филлиты и метапесчаники, реже метакератофиры, а также железистые роговики. В средней части разреза нередко наблюдаются метаультрабазиты. Таким образом, ядерная часть Верховцевского синклиория сложена преимущественно терригенными сланцами с телами метаультрабазитов и пластами железистых пород. Крылья синклиория представлены в основном амфиболитами, хотя последние встречаются и в ядерной части.

В метаморфических толщах нередко хорошо различаются первично-осадочные или первично-магматические, реликтовые черты: тонкослоистые текстуры, обломочные псаммитовые структуры, офитовые и порфировые структуры, миндалекаменные текстуры. Лишь изредка на флангах синклиория отмечаются признаки мигматизации — жилы гранитов в амфиболитах. В остальных местах метаморфическая толща совершенно не мигматизирована. Эти признаки дают возможность отнести ее к прогрессивно-метаморфической.

Самые низкотемпературные породы залегают в ядре Верховцевского синклиория. Они представлены сланцами с серцитом, хлоритом, альбитом, актинолитом, карбонатом, стильпномеланом, биотитом и эпидотом. На Восточно-Грановском, Западно-Грановском, Малотепловском, Тепловском и Кудашевском участках в метапелитовых сланцах и метапесчаниках обнаружены такие минеральные парагенезисы: $Xл+Се+Кв+Би+Кр+Аб$, $Xл+Кв+Се+Аб$, $Кв+Xл+Се+Аб+Эп$, $Xл+Би+Кв+Аб+Кр+Эп$, $Кв+Се+Xл+Би$, $Кв+Xл+Се+Би+Кр$, $Аб+Кр+Xл+Стил$, $Аб+Би+Xл+Кр+Стил$; в метабазах: $Ак+Аб+Xл+Эп+Би+Сф$, $Xл+Эп+Кр+Стил$, $Кв+Би$, $Кр+Ро+Эп+Кв+Сф$; железистых породах: $Кв+Мт+Ак+Xл+Кр$, $Xл+Ку+Мт+Кв$,

Рис. 21. Карта метаморфических фаций Криворожского участка: 1 — полимигматиты, криворожская серия (ранний протерозой); 2 — метапесчаники, сланцы и конгломераты глееватской свиты; 3 — сланцы и мраморы гданцевской свиты; 4 — железистые породы и сланцы саксаганской свиты; 5 — тальковые сланцы, филлиты и метапесчаники скелеватской свиты; 6 — амфиболиты, кварциты и сланцы норокриворожской свиты; 8 — метаультрабазиты; 9 — плагногранитоиды архейского фундамента; переработанного в раннем протерозое; 10 — изограды; 11 — граница пород фундамента и криворожской серии; 12 — геологические границы между свитами и разновидностями пород в фундаменте; 13 — линии разломов; 14 — номера образцов (см. табл. 25); 15 — индексы метаморфических зон, фаций и субфаций

Т а б л и ц а 24. Минеральные парагенезисы метаморфических пород верхнего комплекса Среднеприднепровского района

Номер на рис. 21	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Автор, источник
51	22005	Апотуфит	Би+Хл+Пл+Кв	Бойко (1967)
52	22005	Сланец	Би+Аб+Кв+Хл	Бойко (1967)
55	22001	"	Би+Хл	Бойко (1967)
56	22001	Апотуфит	Ро+Би+Пл+Ка+Эп+Кв	Бойко (1967)
58	22002	Рогович	Би+Ку+Хл+Сд+Кв	Бойко (1967)
59	22003	Сланец	Гр+Би+Хл+Кв+Па	Бойко (1967)
60	22004	Микрогнейс	Би+Му+Кв+Пл	Бойко (1967)
61	22005	Роговик	Гр+Ро+Мт+Ка+Кв	Бойко (1967)
63	13207	Микрогнейс	Му+Би+Пл+Кв	Бойко (1967)
66	10/103	Парагнейс	Гр+Би+Хл+Кв	Н.Г.Коваленко
69	20/2	Роговик	Гр+Ку+Би+Кв	Н.Г.Коваленко
70	-	Гнейс	Гр+Би+Ст+Ко+Си+Кв	Берзенин и др. (1978)
71	398/338	Амфиболит	Гр+Ро+Би+Пл	Т.А.Скаржинская
72	398/296	Железистая порода	Гр+Ку+Би+Мт+Кв	Н.Г.Коваленко
76	395/361	" "	Гр+Ку+Би+Мт	Н.Г.Коваленко
77	250/344	" "	Гр+Ку+Би+Мт	Т.А.Скаржинская
78	347/265	Амфиболит	Ро+Пл	Т.А.Скаржинская
79	182/461	Железистая порода	Гр+Гн+Ро+Пм+Мт	Н.Г.Коваленко
80	182/306	Амфиболит	Гр+Ро+Пл	Т.А.Скаржинская
82	185/406	"	Ро+Би+Пл	Т.А.Скаржинская
83	185/443	Железистая порода	Гр+Гн+Ро+Мт	Н.Г.Коваленко
84	185/432	" "	Гр+Ро+Гн+Би+Мт	Н.Г.Коваленко
86	185/422	Парасланец	Хл+Би+Му+Кв	Н.Г.Коваленко
87	185/422	"	Би+Пл+Кв	Н.Г.Коваленко
88	8920	Сланец	Гр+Би+Ст+Кв	Карпенко и др. (1971)
89	10607	"	Ро+Эп+Кв	В.С.Стульчиков
90	10612	"	Ро+Пл+Кв	В.С.Стульчиков
91	10612	"	Ро ₄₄ +Пл+Кв	В.С.Стульчиков

Номер на рис.21	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Автор, источник
94	10618	Амфиболит	$Ро_{51}+Кв+Эп$	В.С.Стульчиков
95	10632	Сланец	$Гр+Ро_{85}+Пл+Хл+Кв$	В.С.Стульчиков

Стил+Ак+Мт+Кв+Би+Хл, Стил+Ку+Мт+Кв+Хл, Мт+Хл+Кв (табл.24). Перечисленные ассоциации, прежде всего Хл+Кв+Би+Ка, Хл+Би+Аб+Кв, Ак+Аб+Хл+Би+Кв+Ка, Стил+Хл+Би, а также отсутствие альмандинового граната однозначно фиксируют в ядерной части Верховцевского синклинория условия метаморфизма стильпномелан-хлорит-биотитовой минеральной субфации зеленосланцевой фации (рис.21).

На Альферовском и Домотканском участках залегают более высокотемпературные породы. На Альферовском преобладают амфиболиты с голубовато-зеленой роговой обманкой ($Ро+Эп+Пл_{10-30}+Хл+Би+Кв$), довольно часто встречаются сланцы (Би+Эп+Кв+Му+Сф, Кв+Би+Му+Кр+Пл, Кв+Пл+Му+Кр+Эп+Би+Сф, Хл+Эп+Би+Ро+Мт, Кв+Хл+Гр+Би+Мт, Би+Хл+Пл+Кв, Кв+Кр+Би+Му+Эп). Эти парагенезисы отвечают альмандин-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. На Домотканском участке наблюдаются еще более высокотемпературные породы - это metabазиты с голубоватой и сине-зеленой роговыми обманками ($Ро+Пл+Би+Эп+Кв+Хл$) и железистые кварциты (Кв+Мт+Эп+Ак, Ку+Ак+Мт+Кв, Кв+Мт+Эп+Ак, Кв+Мт+Пл+Кр+Ак). Наличие клинопироксена в железистых кварцитах характеризует условия их образования эпидот-амфиболитовой фацией (ставролитовая субфация). Гранитоиды фундамента в Верховцевском районе представлены измененными плагиогранитами (Кв+Пл+Эп+Би+Му+Хл); иногда к этим минералам добавляется микроклин (при этом исчезает хлорит).

В Верховцевском синклинории прослеживается метаморфическая зональность с увеличением степени метаморфизма к флангам синклинориев от биотитовой до альмандиновой и ставролитовой зон. Условия метаморфизма изменяются как по простиранию, так и вкрест простирания толщ (рис.21). Гранитоиды фундамента изменены регрессивно в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации изофациально с контактирующими с ними породами конкско-верховцевской серии.

В Чертомлыкской структуре породы биотитовой субфации или зоны (парагенезисы Кв+Аб+Му+Хл+Би, Хл+Кв+Му+

+Ка+Би, Кв+Аб+Хл+Би+Ка+Эп) приурочиваются к ядерной и северо-западной частям. В южном, юго-восточном и восточном ответвлениях от ядра синклиория в Грушевской, Чертомлыкской и Алексеевской чешуях широко распространены хлорит-биотит-гранатовые и хлорит-рогово-обманко-гранатовые сланцы альмандиновой зоны (Бойко, 1967) с парагенезисами Кв+Пл₂₀₋₃₀+Би+Гр, Кв+Ог+Му+Би+Хл+Гр, Кв+Ог+Му+Хл+Би+Гр, Кв+Пл₃₀+Хл+Би+Ро+Гр, Ро+Пл+Кв+Гр+Эп, Кв+Ог+Хл+Эп+Гр+Би+Ро, Ро+Аб+Хл+Би+Кв, Кв+Мт+Гр+Ку+Ка+Хл, Кв+Мт+Сд+Гр+Хл+Би+Ро+Ку. В восточной части Алексеевской чешуи встречены сланцы и кварциты с андалузитом: Кв+Пл+Би+Гр+Анд+Сй. Эти породы, вероятно, представляют собой метаморфизованную кору выветривания архейских плагиогранитоидов фундамента. В Кисличеватской антиклинали выходят на поверхность плагиоклазовые гранитоиды фундамента. Здесь также обнаружены мусковитовые кварциты метаморфизованной коры выветривания этих гранитоидов.

В широком мульдообразном Сурском синклиории залегает сложный комплекс осадочно-вулканогенных метаморфических пород и метаультрабазитов. В составе толщи преобладают первично-вулканогенные породы: metabазиты, метакератофиры, но много и осадочных - железистых роговиков и терригенных сланцев. Контакты с окружающими гранитоидами резкие. Мигматизация metabазитов отмечается лишь в восточной части синклиория. Метаморфизм пород синклиория низкий - отвечает зеленосланцевой фации, причем в ядре синклиория - биотитовой зоне, а на флангах - альмандиновой. Породы биотитовой зоны представлены альбит-актинолитовыми (Аб+Эп+Хл+Ак+Кв+Би+Сф) и терригенными сланцами (Би+Се+Хл+Кр+Кв), а также железистыми роговиками (Мт+Кр+Хл). В альмандиновой зоне находятся сланцы и роговики с гранатом (Гр+Ку+Кв+Би+Мт, Гр+Кв+Хл+Би+Мт, Мт+Би+Хл+Кр+Кв), а также амфиболиты с голубовато-зеленой и синезеленой роговыми обманками (Ро+Пл_{Аб-Ан}+Эп+Хл+Кв+Би+Кр). В гранитоидах фундамента метаморфизм часто достигает эпидот-амфиболитовой фации. Здесь они представлены полимигматитами.

Для Конкской структуры, как и для описанных выше, характерен неоднородный метаморфизм, на что обратили внимание еще Ю.Ир.Половинкина и Э.Б.Наливкина (1959). Они отметили общее падение метаморфизма с северо-запада на юго-восток и выделили три метаморфические зоны север-северо-восточного простирания. Дальнейшее изучение этого района показало, что наименее метаморфизованные породы в Конкском синклиории залегают на Клевском и Веселянском участках в ядерной части синклиория. Это сланцы и амфиболиты с минеральными парагенезисами: Кв+Се+Хл,

Кв+Би+Хл, Кв+Хл+Би+Се, Кв+Аб+Хл+Би+Ка+Мт, Кв+Хл+Ка+Эп, Кв+Аб+Хл+Эп+Би+Ак, Ро+Аб+Би+Хл+Эп+Кв. На Промежуточном участке, в западной части Веселянского участка и на Южном участках уже располагаются более метаморфизованные породы альмандиновой зоны: Кв+Хл+Би+Гр, Кв+Хл+Гр+Би+Ол+Му, Ро+Ад+Кв+Би+Эп, Гр+Ро+Ку+Би+Ка+Пл, Мт+Кв+Ку+Ро. В северном сужении Конкского синклинория, на Кирпо-тинском участке залегают самые высокометаморфизованные породы этого района, относящиеся к ставролитовой зоне эпидот-амфиболитовой фации. Это ставролит-андалузитовые сланцы (Кв+Му+Би+Ан+Ст+Пл₃₀+Хл+Гр, Ст+Би+Гр+Ко+Пл+Кв+Си+Му), амфиболиты (Пл₃₀+Ро+Би+Кв+Гр) и железистые породы (Кв+Мт+Ку+Гр+Би, Гр+Мт+Пм+Гн+Гн+Ро+Кв+Ка+Би). Таким образом, в Конкском районе степень метаморфизма увеличивается от Веселянского и Юльевского участков во все стороны - на восток, запад и на север, т.е. по простиранию и вкрест простирания толщ от ядра синклинория к его флангам. Южный участок синклинория продолжается в северо-западном направлении (в обход Щербаковского гранитного массива) и смыкается, вероятно, со структурами Орехово-Павлоградской зоны. Степень метаморфизма при этом возрастает в восточном направлении.

В Белозерском синклинории породы биотитовой зоны зеленосланцевой фации занимают среднюю и северную части (Центральный, Северный, Орлянский участки). Здесь залегают терригенные сланцы и железистые породы с парагенезисами: Кв+Хл+Се+Би, Кв+Се+Би+Хл, Кв+Аб+Се+Хл+Эп+Хл, Хл+Стил+Мт+Кв, Кв+Хл+Би+Стил, Сд+Мт+Хл+Би. На Западном участке развиты более высокометаморфизованные амфиболиты и железистые породы альмандиновой зоны (Кв+Хл+Би+Гр, Кв+Му+Би+Хл+Ол+Гр, Ро+Пл₂₀₋₃₀+Эп+Кв, Кв+Мт+Гн+Ро+Гр+Би+Хл+Кв). В западном направлении степень метаморфизма увеличивается и у контакта с гранитоидами достигает ставролитовой субфации. Железистые породы характеризуются парагенезисами: Гр+Ку+Би+Мт+Кв+Ро, Кв+Мт+Пм+Гр+Гн+Ка+Ро, амфиболиты - Ро+Пл₂₀₋₄₀+Кв+Би, Кв+Би+Ро+Гр. На контакте гранитоидов и амфиболитов залегают высокоглиноземистые сланцы с парагенезисом Ст+Би+Му+Гр+Кв (данные Т.А.Скаржинской), которые, вероятно, представляют собой метаморфизованную кору выветривания архейских плагиогранитов. Восточный фланг Белозерского синклинория изучен плохо. Вероятно, здесь он сочленяется со структурами Орехово-Павлоградской зоны путем взаимопереходов.

Метаморфические породы конкско-верховцевской серии, залегающие в крупных синклинориях, характеризуются всеми признаками прогрессивного регионального метаморфизма осадочно-вулканогенной

толщи. Они представляют собой в разной степени метаморфизованные основные, средние и кислые вулканические образования, песчано-глинистые отложения, железистые и карбонатные осадки. Заметную роль играют также глиноземистые сланцы и кварцитопесчаники, относящиеся к древней коре выветривания плагиигранитоидов архейского фундамента. Разнообразие метаморфических пород конско-варховцевской серии определяется как их валовым химическим составом, так и условиями метаморфической переработки. Последние относятся большей частью к зеленосланцевой фации и лишь на отдельных участках достигают эпидот-амфиболитовой фации.

К р и в о р о ж с к о - К р е м е н ч у г с к а я з о н а состоит из разной ширины синклиналей, расположенных как по простиранию друг за другом, так и кулисообразно, разветвляясь, в общем составляя более или менее единую линейно вытянутую субмеридиональную зону. Узкие и крутозалегающие синклинии с вулканогенно-осадочными метаморфическими толщами криворожской серии вложены в древние архейские плагноклазовые гранитоиды фундамента и полимятиты по ним. Эти гранитоиды развиты с запада и востока от Криворожско-Кременчугской зоны, а также содержатся внутри нее в виде тектонических блоков.

Низкотемпературные сланцы, амфиболиты, железистые роговики, мраморы и метапесчаники зеленосланцевой фации с хлоритом, хлоритомом, биотитом и альмандином распространены в Центральном (Саксаганском) районе Кривбасса, Попельнастовском участке, Горышнеплавинском и Галещинском участках Кременчугского района. По простиранию метаморфических толщ криворожской серии, а также на запад вкрест простирания от этих участков степень метаморфизма пород увеличивается, и в остальной части Криворожско-Кременчугской зоны преобладают породы мусковит-альмандин-ставролитовой (или просто ставролитовой) субфации эпидот-амфиболитовой фации. Эти породы представлены андалузит- или ставролитсодержащими двуслюдяными высокоглиноземистыми сланцами, изредка с силлиманитом (фибrolитом), гранат-биотитовыми микрогнейсами, тремолит-кальцитовыми мраморами, амфиболитами, гранат-куммингтонитовыми железистыми породами. Они развиты в Лихмановской, Анновской и Желтореченской синклиналиях, на Восточно-Желтянском, Попельнастовском, Николаевском, Млынковском, Успенском участках, а также на Харченковском участке Кременчугского района (данные Т.А.Скаржинской).

Самые высокотемпературные породы в Криворожско-Кременчугской зоне отмечаются в Центрально-Анновской полосе и на Западно-Желтянском участке. Они представлены силлиманит-мусковит-микроклиновыми

гнейсами, амфиболитами, гранат-куммингтонитовыми железистыми породами, иногда с фаялитом и эулитом. Эти породы относятся к силлиманит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. Они связаны взаимопереходами по простирацию и вкрест простираения с породами криворожской серии, метаморфизованными в условиях ставролитовой субфации.

Изучение регионального метаморфизма в Криворожском бассейне тесно связано с задачами поисков и разведки месторождений магнетитовых кварцитов и роговиков, а также богатых железных руд. Степень метаморфизма – важный критерий для оценки качества магнетитосодержащих пород. Региональный метаморфизм как бы составляет фон, на котором или в зависимости от которого протекают, как правило, более низкотемпературные наложенные процессы образования богатых железных руд. Известно, что мощные толщи железистых пород и большие залежи богатых железных руд приурочиваются к зонам низкотемпературного регионального метаморфизма.

В метапелитах Кривбасса почти повсеместно распространен биотит. Серицит-хлорит-кварцевые сланцы переслаиваются с биотитсодержащими породами (табл.25). В связи с этим хлоритовая зона регионального метаморфизма в Кривбассе не выделяется. Гранат, близкий по составу к альмандину, также развит на всей территории Кривбасса, гранат-хлоритовые (биотит, магнетит, куммингтонит) сланцы встречаются на всех рудниках. Обычно они приурочены к сланцевым горизонтам саксаганской свиты, хотя отмечаются и в других свитах (Белевцев, 1970; 1975). Совместно с этими породами часто залегают хлоритовые сланцы. Повсеместное наличие граната среди пород всех рудников Кривбасса позволяет выделить гранатовую метаморфическую зону как самую низкотемпературную, хотя критический минеральный парагенезис этой зоны (Гр+Би+Хл+Му+Кв) встречается редко.

Альмандиновая зона в Кривбассе занимает большую часть Саксаганского района (рис.21). Она располагается во всей Криворожской полосе от южного замыкания Криворожского синклинали до рудника лишь в Саксаганской железнорудной полосе на рудниках им. XX Партсъезда, Р. Люксембург, Ленина и Первого мая. Южнее, севернее и северо-западнее этой территории находится ставролитовая зона. Переход от гранатовой зоны к ставролитовой довольно резкий. Переходная зона по мощности не превышает 1 км. Мощность ее зависит от температурного интервала переходных метаморфических реакций с одновременным участием, с одной стороны, хлоритонда и хлорита, а с другой – андалузита и ставролита. Иногда встречаются

Т а б л и ц а 25. Минеральные парагенезисы метаморфических пород
Криворожского участка

Номер на рис.23	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные гео-термометрии Т,К	Автор, источник
1	12021	Сланец	Гр+Ро+Би+Пл+Кв	860	Белевцев (1975)
2	12100	"	Ан+Ко+Кв	-	М.Н.Довгань
3	9254	"	Гр+Пм+Би+Пл+Кш	890	Белевцев (1975)
4	9254	Эклогит подобная порода	Гр+Пм+Би+Шп+Пл+Кш+Гф+Сф	-	Белевцев (1975)
7	9254	Сланец	Гр+Би+Му+Си+Пл+Кш+Кв	890	Белевцев (1975)
9	9254	Кварцит	Пр+Ол+Ку+Мт+Кв	-	Р.Я.Белевцев
11	9254	Сланец	Гр+Ку+Би+Мт+Кв	890	Р.Я.Белевцев
12	9254	Амфиболит	Ро+Би+Пл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
13	9732	Сланец	Гр+Би+Ко+Кв	-	Карпенко и др. (1971)
16	608/11а	"	Гр+Би+Му+Ст+Ан+Кв	820	Белевцев (1975)
18	8210	"	Би+Му+Ан+Ст+Кв	790	В.П.Качан и др.
20	12530	"	Гр ₉₂ +Би ₆₄ +Му+Хл	790	Белевцев (1975)
22	14681	"	Гр+Му+Хл+Кв+Мт	-	Р.Я.Белевцев
23	"	"	Гр+Би+Хл+Се+Кв	-	Ищенко (1957)
24	15159	"	Гр+Би+Хл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
26	5901	"	Би+Му+Ст+Ан+Кв	-	Белевцев (1975)
27	4430	"	Гр+Би+Хл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
28	1123-	"	Гр+Хл+Хл+Се+Мт+Кв	-	Р.Я.Белевцев
29	10000	"	Гр+Ку+Би+Хл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
30	9999	"	Гр+Би+Хл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
31	9999	"	Би+Се+Хл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
32	12436	"	Гр+Би+Кв	780	Р.Я.Белевцев
34	8121	"	Гр+Ку+Би+Хл+Ка	-	Р.Я.Белевцев
35	13690	"	Гр+Би+Му+Хл+Кв	720	Р.Я.Белевцев
37	13690	"	Гр+Ку+Би+Хл+Мт+Кв	-	Р.Я.Белевцев

Окончание табл.25

Номер на рис.23	Номер образца	Тип породы	Парагенезис	Данные гео-термометрии Т,К	Автор, источник
38	13363	Сланец	Гр+Би+Кв+Гф	720	Р.Я.Белевцев
39	4/79	Амфиболит	Пр+Ро+Би	-	Мельник, Стрыган (1963)
40	512	Сланец	Гр+Ро+Би+Мт+Кв	-	Белевцев (1975)
41	462	"	Гр+Ку+Мт	-	Мельник, Стрыган (1963)
42	522	Амфиболит	Ро+Би+Эп+Пл+Мт	-	Белевцев (1975)
44	529	"	Ро+Би+Пл+Эп+Кв	-	Белевцев (1975)
46	218	"	Ро+Пл+Эп+Кв+Сф	-	Белевцев (1975)
48	403/8	Плагиогранит	Би+Пл+Эп+Кв+Хл	-	Р.Я.Белевцев
49	403/12	Амфиболит	Ро+Би+Пл+Эп+Кв	-	Р.Я.Белевцев
51	-	Сланец	Хл+Хл+Кв+Мт	-	Макаров (1971)
52	14736	"	Гр+Ку+Би+Хл+Мт	-	Р.Я.Белевцев
54	16904	"	Гр+Би+Пл+Хл+Кв	-	Н.Г.Ефименко
55	16879	"	Гр+Би+Ст+Пл+Гф+Кв	-	Н.Г.Ефименко
57	16889	Плагиогнейс	Ро+Би+Пл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
59	16888	Амфиболит	Ро+Пл+Эп+Кв	-	Р.Я.Белевцев
60	16880	Сланец	Ро+Ку+Би+Хл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
61	16881	Амфиболит	Ак+Пл+Хл+Кв	-	Р.Я.Белевцев
62	6617	Сланец	Гр+Ку+Би+Хл+Гф+Кв	-	Р.Я.Белевцев
63	6630	Мрамор	До+Ку	-	Р.Я.Белевцев
64	4234	Сланец	Гр+Ку+Хл	-	Р.Я.Белевцев
65	14431	"	Гр+Би+Гф+Кв	-	Р.Я.Белевцев
66	6103	"	Би+Му+Ст+Кв	-	В.Н.Кобзарь
68	8406	"	Хл+Хл+Се+Кв	-	Р.Я.Белевцев
69	15119	"	Би+Му+Хл+Гф+Кв	-	Р.Я.Белевцев

парагенезисы ставролита с хлоритом. Условия метаморфизма в гранатовой зоне примерно одинаковы, о чем можно судить по распро-

странности гранат- и хлоритсодержащих парагенезисов метapelитов. Только вблизи ставролитовой зоны (возможно, в переходной зоне) редко встречается хлоритоид, но содержание граната увеличивается, вероятно, вследствие уменьшения количества хлорита.

Критическим минеральным парагенезисом ставролитовой зоны Кривбасса является $Kв+Му+Ан+Ст+Би+Гр$. Обычно для отнесения к ставролитовой зоне достаточно находки ставролита или андалузита. Эти два минерала в Кривбассе появляются одновременно на границе гранатовой и ставролитовой зон в высокоглиноземистых метapelитах. Ставролитовая зона в Южном районе располагается в пределах Лихмановской синклинали, а в Северном — от Дальнезападных полос на северо-запад и север. Граница между гранатовой и ставролитовой зонами в Северном районе Кривбасса проходит в северо-восточном направлении юго-восточнее Дальнезападных полос. Севернее ставролитовая зона захватывает южную часть Аяновской полосы и всю Восточно-Аяновскую полосу.

Средняя и северная части Центрально- и Западно-Аяновской полос относятся уже к более высокотемпературной силлиманит-мусковитовой зоне. Для последней в высокоглиноземистых метapelитах характерен парагенезис $Kв+Му+Си+Гр+Би$, хотя встречается и парагенезис $Kв+Му+Си+Кш$. Отмечаются и случаи образования венитовых полосчатых мигматитов. Ставролита и андалузита в породах этой зоны, как правило, нет, а силлиманит — призматический в отличие от спутанно-волокнистого или тонкоигольчатого фибролита, который встречается и в более низкотемпературных зонах.

В Кривбассе распространены преимущественно метapelиты повышенной железистости (50–60 и выше). Реже встречаются биотит-серпичитовые, биотит-хлоритовые, альбит-хлоритовые и биотит-ставролит-андалузитовые сланцы с железистостью 30–50. Более магниезиальные кварцсодержащие метapelиты не описаны, в том числе и кордиеритсодержащие.

Прогрессивно-метаморфические реакции в высокоглиноземистых метapelитах на границе гранатовой и ставролитовой зон связаны с разложением хлоритоида, хлорита, пирофиллита и части серпичита с кварцем с образованием ставролита, андалузита, более магниезиальных биотита и граната. В метapelитах Кривбасса наблюдается резкий переход от гранатовой зоны к ставролитовой, что выражается в отсутствии сосуществующих хлоритоида и хлорита, с одной стороны, и ставролита с андалузитом — с другой. Хлорит лишь в виде исключения встречается в ставролитсодержащих сланцах. Ставролит и андалузит появляются на границе гранатовой и ставролитовой

зон вместе, что свидетельствует о сопряженности реакций разложения пирофиллита и хлоритоида (+хлорит, серицит).

Почти все метапелиты криворожской серии заметно заражены графитом (графититом), который является окислительным буфером, характеризующим относительно восстановительные условия, отвечающие при высоких давлениях и метаморфических температурах примерно кварц-фаялит-магнетитовому буферу (French, 1965). В железистых породах силлиманит-мусковитовой зоны непосредственно находится парагенезис $Kv + Fa_{97} + Mt$ (скв. 9254, гл. 630 м, Анновская полоса).

По экспериментальным данным, нижний предел по давлению метаморфизма Кривбасса определяется по наличию ставролита примерно 200 МПа (Richardson, 1968), а верхний - по развитию андалузита - 400-600 МПа (Althaus, 1967; Richardson e.a., 1969). Температурный интервал для зон метаморфизма по экспериментальным данным составляет: для гранатовой зоны - 750-800 К для ставролитовой зоны - 790-870 К и для силлиманит-мусковитовой - 870-910 К. Некоторое уточнение физических условий метаморфизма пород Кривбасса можно получить по геотермометрам и геобарометрам (Перчук, 1970; Thompson, 1976). Температура по этим термометрам в гранатовой зоне составляет 720-840 К, в среднем около 770 К, в ставролитовой - 750-850 К, в среднем 820-840 К, в силлиманит-мусковитовой - 860-900 К, в среднем 870-890 К. Общее давление по ставролит-гранатовому и клинопироксен-гранатовому геобарометрам Л.Л.Перчука составляет - 3-5, в среднем 4-5 · 10⁸ Па.

Точное положение границ между зонами метаморфизма (изоград) установить не удастся. Причинами этого являются, во-первых, отсутствие индикаторных высокоглиноземистых метапелитов в большей части разреза криворожской серии. Индикаторные парагенезисы метапелитов чаще всего встречаются в верхней части разреза ново-криворожской и скелеватской свит, а также в нижних подсвитах саксаганской и гданцевской свит. Остальная большая часть разреза криворожской серии содержит преимущественно породы со сквозными минеральными парагенезисами. Во-вторых, граница между метаморфическими зонами представляет собой не поверхность (линия на карте), а целую зону. Мощность такой зоны зависит от температурного интервала переходных реакций в породах на границе метаморфических зон. В Кривбассе ставролит и андалузит не ассоциируют с хлоритоидом и очень редко сосуществуют с равновесным хлоритом,

поэтому мощность переходной зоны между гранатовой и ставродитовой зонами небольшая, по-видимому, до нескольких сотен метров.

По мнению М.А.Ярошук и В.Л.Оноприенко (1973), глубже 1500 м в Саксаганском районе зеленосланцевая фация сменяется эпидот-амфиболитовой. Этот вывод был сделан на основании наличия гранатосодержащих пород глубже 1500 м в Саксаганском районе. Упомянулся на глубине 2300 м по скв. 13690 (рудник им.К.Либкнехта) в сланцах также андалузит. Однако за андалузит вероятно был принят хлоритоид, часто встречающийся в сланцах высокой глиноземистости на этих глубинах. Наличие хлоритоида и граната с хлоритом до забоя скв.13690 (2780 м), напротив, вполне определенно свидетельствует о том, что до этих глубин условия метаморфизма отвечают альмандиновой зоне зеленосланцевой фации. Хлоритоид как индикаторный минерал зеленосланцевой фации отмечается на больших глубинах многих рудников: им.ХХ Партсъезда (скв.11300, гл.1390 м), им.Фрунзе (скв.15120, гл.1157; скв.9999, гл.1970), им.К.Либкнехта (скв.13690, гл.1615, 2036, 2395 м; скв.13665, гл.1332 м; скв.15119, гл.1995, 2036), им.Кирова (скв.13686, гл.1379 м).

Характерная минеральная ассоциация зеленосланцевой фации $Gr+Xл+Kв+Би$, $Kу$, Mt также часто встречается на больших глубинах разных рудников: им.Ленина (скв.12530, гл.2040, 2175 м), им.Р.Луксембург (скв.14681, гл.1429; скв.9580, гл.1436 м), им.ХХ Партсъезда (скв.13890, гл.1490; скв.4430, гл.1401 м), им.Фрунзе (скв.9999, гл.1980 м; скв.10000, гл.1807, 1892 м; скв.15120, гл.1230 м; скв.14450, гл.1945 м), им.Коминтерна (скв.15130, гл.1860 м); им.К.Либкнехта (скв.13690, гл.2230, 2417, 2450 м; скв.15119, гл.1562, 1937 м), им.Кирова (скв.14630, гл.1027 м; скв.4235, гл.1103 м), им.Дзержинского (скв.5520, гл.1364 м), Тарапак (скв.4234, гл.1176 м). На таких же глубинах встречается и другой характерный парагенезис зеленосланцевой фации — $Xл+Би+Kв$. Эти данные дают основания для вывода о том, что на глубинах 2000–2500 м в Центральном районе Кривбасса располагается метаморфическая альмандиновая зона, аналогичная развитой на дневной поверхности. На малых глубинах (меньше 500–1000 м) хлоритосодержащие и гранат-хлоритовые метapelиты также не редки. Они особенно широко распространены на руднике им.Ильича, в Тарапако-Лихмановской антиклинали, на руднике им.Ленина. На остальных рудниках гранатосодержащие породы встречаются реже. На всех рудниках Кривбасса в верхних их горизонтах встречены гранатосодержащие породы: им.ХХ Партсъезда (скв.5900, гл.939 м), им.Фрун-

зе (скв.12436, гл.671 м; скв.8121, гл.273, 487,663 м; скв.8123, гл.569 м), им.Коминтерна (шахта "Октябрьская", горизонт 890 м – сланцы K_0), им.К.Либкнехта (скв.13663, гл.350–600 м; скв.15076, гл.555 м), им.Дзержинского (скв.14431, гл.384 м).

В южной части Анновской полосы везде в высокоглиноземистых породах отмечаются ставролит или андалузит, в то время как в центральной Анновской полосе в ее средней части развиты силлиманитсодержащие гнейсы. Эти породы особенно широко распространены в породах низов гданцевской свиты, расположенных западнее узкой полосы гранитов фундамента, которая разделяет Восточную и Центральную Анновские полосы. В Центральной Анновской полосе в ее средней и северной частях наряду с силлиманитсодержащими гнейсами (скв.9254), наблюдаются полосчатые венитовые мигматиты по биотитовым гнейсам (балка Пирогова). В Западной Анновской полосе, правда, описан (в балке Недавнюкова) ставролит (Рягузов, 1970). В Восточной Анновской полосе везде развиты ставролитсодержащие породы (скв.8210, скв.12100). Имеющиеся данные по распространенности ставролит- и силлиманитсодержащих пород в Анновской полосе еще не полны. Предварительно вся Восточно-Анновская полоса отнесена к ставролитовой зоне, так же как и южная часть Центральной и Западной Анновской полос. Средняя и северная части последних отнесены к силлиманит-мусковитовой зоне.

Метаморфические зоны, выделенные в Криворожской метаморфической полосе, прослежены и за ее пределами среди вмещающих гранитоидов.

Породы криворожской серии метаморфизованы зонально и прогрессивно, хотя встречаются локальные приразломные участки наложенного диафтореза. О прогрессивном характере метаморфизма пород криворожской серии свидетельствуют ряд данных: закономерное строение метаморфической зональности; постепенное закономерное укрупнение кристаллов метаморфических пород с ростом температуры; отсутствие реликтов высокотемпературных парагенезисов или отдельных минералов; сохранение первичной тонкой слоистости в метаморфических породах; зональные гранаты с марганцевым ядром; изохимический характер метаморфизма.

Особенности метаморфизма Среднеприднепровского района

Породы одной метаморфической субфации или фации занимают на территории района большие площади, в пределах которых условия метаморфизма более или менее одинаковы. Причем в эти территории зо-

дят не только метаморфические породы синклиналиев, но и гранитоиды фундамента. Эти территории можно рассматривать как метаморфические зоны. Расположение зон по отношению к геологической структуре докембрия вполне закономерно. Наименьшие степени метаморфизма зеленосланцевой фации приурочены к ядерным частям синклиналиев, а к флангам вкрест простирания толщ степень метаморфизма увеличивается от биотитовой до альмандиновой и даже до ставролитовой зоны. В пределах больших полей гранитоидов метаморфизм поднимается до амфиболитовой фации.

На территории Среднего Приднепровья прослежена закономерная региональная метаморфическая зональность, которая, подчиняясь общему плану геологического строения, в деталях накладывается на складчатые структуры. Эта метаморфическая зональность закономерно переходит в метаморфическую зональность Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон.

По отношению к осадочно-вулканогенным метаморфическим толщам верхнего этажа - в синклиналях Среднего Приднепровья. Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон прослеженный метаморфизм является прогрессивным и региональным, а по отношению к гранитоидам архейского фундамента (и аульской серии) - наложенным, повторным. Повторная мигматизация архейских плагиогранитоидов связана с этим наложенным метаморфизмом и проявляется лишь в средне- и высокотемпературных условиях (начиная со ставролитовой субфации).

ПРИАЗОВСКИЙ РАЙОН

Основные черты геологического строения

В Приазовье и Орехово-Павлоградской зоне развиты глубоко метаморфизованные и сложно дислоцированные осадочно-вулканогенные и ультраметаморфические образования архея и нижнего протерозоя. Складчатые структуры имеют преимущественно северо-западное или субмеридиональное простирание. К наиболее крупным из них в Приазовье относятся Салтычанский и Кальчик-Кальмиусский антиклинория, Корсакский и Мангушский синклинории. Из более мелких следует упомянуть Дозоватскую антиклиналь и Верхнебердянскую синклиналь, осложняющие крылья Салтычанского антиклинория, а также Гуляйпольскую брахисинклиналь. Помимо складчатых деформаций широко развиты различные по возрасту, характеру проявления и размерам разрывные нарушения преимущественно диагональной (северо-западной, реже северо-восточной) ориентировки, и лишь разломы,

ограничивающие Приазовский массив и сопредельные структуры, ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлениях.

Метаморфические породы относятся к архею и нижнему протерозою (Билынская и др., 1980). Архейские образования западноприазовской серии (древнее 2600 млн. лет) развиты в антиклинальных структурах или приподнятых блоках фундамента и представлены главным образом биотит-амфибол-пироксеновыми гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами. Нижнепротерозойские образования (древнее 1650±50 млн. лет), распространенные в синклинальных структурах (Мангушской и др.), относятся к центрально-приазовской серии; в составе ее выделяются темрюкская, сачкинская и каратышская свиты. Образования темрюкской свиты представлены глиноземистыми гнейсами, безрудными кварцитами, мраморами и кальцифирами, реже амфиболитами и пироксен-амфиболовыми гнейсами. Сачкинская свита сложена пироксен-магнетитовыми кварцитами, мраморами и кальцифирами, биотит-амфиболовыми и пироксеновыми, реже глиноземистыми и графитовыми гнейсами. Каратышская свита характеризуется широким развитием гнейсов: амфибол-биотитовых, пироксеновых, реже с гранатом; гнейсы интенсивно мигматизированы. Венчается разрез нижнего протерозоя образованиями осипенковской и гуляйпольской свит. Первые развиты в Сорокинской, Куйбышевской и Федоровской тектонических зонах (грабен-синклиналях) и представлены глиноземистыми и амфиболовыми кристаллосланцами, мраморами, кальцифирами и амфиболитами. Образования гуляйпольской свиты (кумингтонит-магнетитовые кварциты, двуслюдяные, гранат- и ставролит-слюдяные сланцы, метапесчаники и др.) выявлены только в Гуляйпольской брахисинклинали. Характерной особенностью этих двух свит является очень слабое развитие в них наложенных процессов гранитизации и мигматизации.

Проявление в докембрии Приазовского района ультраметаморфической гранитизации и палингенного гранитоидного магматизма связано с архейским и раннепротерозойским тектоно-магматическими циклами. Архейские гранитоиды представлены плагиогранитами, плагиомигматитами и эндербитами, для которых есть единичные определения возраста $U-Th - Pb$ и $Rb - Sr$ методами (2700–2800 млн. лет). Эндербиты распространены в Лозоватской антиклинали в виде послонных, реже секущих тел мощностью до 10 м среди гнейсов и кристаллических сланцев западноприазовской серии. Плагиограниты характернее для ядерной части Салтычанского антиклинория, где образуют сравнительно однородные массивы площадью до 10 км² и мелкие блокоостанцы среди наложенных мигматитов раннепротерозойского возраста.

Раннепротерозойская гранитизация и гранитоидный магматизм проявились как в областях раннепротерозойского осадконакопления (Мангушский и Корсакский синклиории), так и в ранее консолидированных архейских блоках (Салтычанский и Кальчик-Кальмиусский антиклиории). Нижнепротерозойские гранитоиды объединяются и в приазовский гранитоидный комплекс, возраст которого, по данным $K-Ar$ и $U-Th-Pb$ методов, составляет 2150-1850 млн. лет. В синклиорных структурах осадочно-вулканогенные толщи, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, были неравномерно гранитизированы с образованием различных по текстуре (полосчатые глыбовые, теневые и порфиробластические) и по составу (биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые) мигматитов. Подчиненно развиты чарнокитовые мигматиты, являющиеся продуктами гранитизации архейских эндербитов, а также пироксеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев.

Анатектические гранитоиды приазовского комплекса, локализованные в архейских глыбовых структурах, представлены обиточненскими диоритами и тоналитами, салтычанскими биотитовыми гранитами с ортитом и анадольскими лейкократовыми гранитами с монацитом. Наиболее распространены обиточненские диориты, образующие крупные (до 50-80 км²) конформные массивы в ядерной части Салтычанского антиклиория. Развитые здесь же салтычанские граниты встречаются очень огражденно в виде небольших (до 1-2 км в поперечнике) штокообразных тел, приуроченных к разлому северо-восточного простирания. Анадольские граниты тяготеют к краевым частям антиклиорных структур, образуя разные по размерам (от нескольких до 300 км²) неоднородные по составу и строению неправильные по форме тела и массивы - от жильных до батолитоподобных. Нижнепротерозойские чарнокиты развиты преимущественно по периферии архейских блоков и в меньшей степени - в синклиорных структурах. Незначительная мигматизация и маломощные жилы роговообманково-биотитовых гранодиоритов отмечаются в породах осипенковской свиты.

С платформенным этапом развития района связано образование восточноприазовского граносиенитового комплекса, представленного несколькими крупными (300-1000 км²) массивами, а также небольшими по размеру (1-5 км в поперечнике) штокоподобными массивами каменноугольного комплекса.

Среди мигматитов и гранитоидов приазовского комплекса и суперкрупных пород центральноприазовской и, реже, западно-

приазовской серий встречаются метасульфиды. Они образуют пластообразные и линзовидные интрузивные тела, мощность которых не превышает десятков, а протяженность — сотен метров или первых километров; контакты с вмещающими породами резкие. Большинство ультраосновных пород связано с доинверсионным этапом развития раннепротерозойской геосинклинали. Лишь в грабеннообразных прогибах (Сорокинская и другие зоны), возникших на завершающих этапах формирования геосинклинали, ультрабазиты приурочены к зонам разломов. Наличие ксенолитов ультрабазитов среди архейских плагиогранитов (бассейн Обиточной), а также их линзовидных тел среди образований западноприазовской серии, вероятно, указывает на принадлежность части ультраосновных пород к архейским образованиям. В Сорокинской и Куйбышевской зонах ультрабазиты приурочены к породам осипенковской свиты и образуют наиболее мощные в Приазовье (до 200–250 м) пластовые и дайкообразные тела. В Корсакском синклинии они установлены на Орловском и Липовецком участках, на Корсак-Могиле, а также в бассейне Токмака и Шовкая. Мощности линзовидных тел ультрабазитов здесь измеряются первыми метрами, редко — десятками метров. В Мангушском синклинии ультраосновные породы развиты незначительно; они обнаружены в бассейне Каратыша (с.Петровка) и в Мариупольском железорудном месторождении, где образуют межпластовые линзовидные тела мощностью от 1–3 до 10–20 м. В Орехово-Павлоградской зоне ультрабазиты тяготеют к Орехово-Павлоградскому глубинному разлому; они залегают пластообразными телами мощностью до 50–60 м среди железисто-кремнистых пород и мигматитов центральноприазовской серии.

Свежие или мало измененные разности ультрабазитов встречаются очень редко. Судя по реликтам первичных минералов (оливин, пироксена, шпинели), а также первичных структур и текстур, интрузивные ультрабазиты первоначально были представлены перидотитами (гарцбургитами, лерцолитами) и пироксенитами (вебстеритами, бронзититами, диаллагитами и оливиновыми их разностями), реже — оливинитами (дунитами). По особенностям химизма ($Mg/Fe = 4-6$) их нужно отнести к дифференциатам базальтовой магмы (габбро-перидотитовая формация).

Автометаморфизм и последующие процессы регионального метаморфизма, протекавшие нередко с привнесением и выносом вещества, способствовали развитию среди гипербазитов амфиболизированных ($Рo$, $Ат$, $Тр$, $Ак$), серпентинизированных, хлоритизированных, флогопитизированных, оталькованных, карбонатизированных и других

разностей; наиболее широко проявлены процессы амфиболизации и несколько меньше серпентинизации.

В состав западноприазовской и центральноприазовской серий входят основные породы, представленные пироксен-амфиболовыми, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми кристаллосланцами, гнейсами и амфиболитами.

В западноприазовской серии распространены главным образом амфиболиты, амфиболовые и амфибол-биотитовые кристаллосланцы и гнейсы (бассейны Токмака, Обиточной, Лозоватки, Юшанлы и Мокрой Волновахи). Им резко подчинены пироксенсодержащие разности.

В центральноприазовской серии наряду с амфиболовыми кристаллосланцами и гнейсами значительную роль играют двупироксеновые, пироксеновые, пироксен-биотитовые и пироксен-амфиболовые метабазиты; они встречаются в Орехово-Павлоградской полосе, в верховьях Токмака, Кайинкулака, Конки, по рекам Берде, Каратышу, Каратыюку, Темрюку, Кальчику и др. К этой же серии относятся метабазиты западноприазовских магнитных аномалий и Мариупольского рудного поля.

Пироксеновые, двупироксеновые и пироксен-амфиболовые породы обычно перемежаются между собой или с метапелитами, карбонатными и железистыми породами. Мощность полос метабазитов в таких случаях незначительна (0,5–35 м), а суммарная мощность толщи достигает 200–500 м (р.Берда, х.Сачки, б.Бельманка).

Амфиболиты и особенно амфибол-биотитовые гнейсы развиты на значительных площадях, где они переслаиваются с биотитовыми гнейсами. Мощность гнейсовых полос достигает первых километров (река Обиточная, Лозоватка, Мокрая Волноваха и др.).

Для метабазитов характерны средне- и крупнозернистые гранобластовые структуры, в пироксен-амфиболовых разностях иногда наблюдаются реликты габбровой структуры; текстуры массивные в пироксеновых и директивные – в амфибол- и амфибол-биотитовых разностях.

В метабазитах обеих серий четко фиксируется замещение пироксенов амфиболом (фото 3). Причем в западноприазовской серии амфибол представлен в основном обыкновенной роговой обманкой, часто сине-зеленой, а в центральноприазовской – бурой или буровато-зеленой, близкой к гастингситу.

Наряду с амфиболизацией пироксенов происходит раскисление плагиоклаза (прямая зональность), а также окварцевание пород, что отвечает начальным этапам регрессивного метаморфизма, завер-

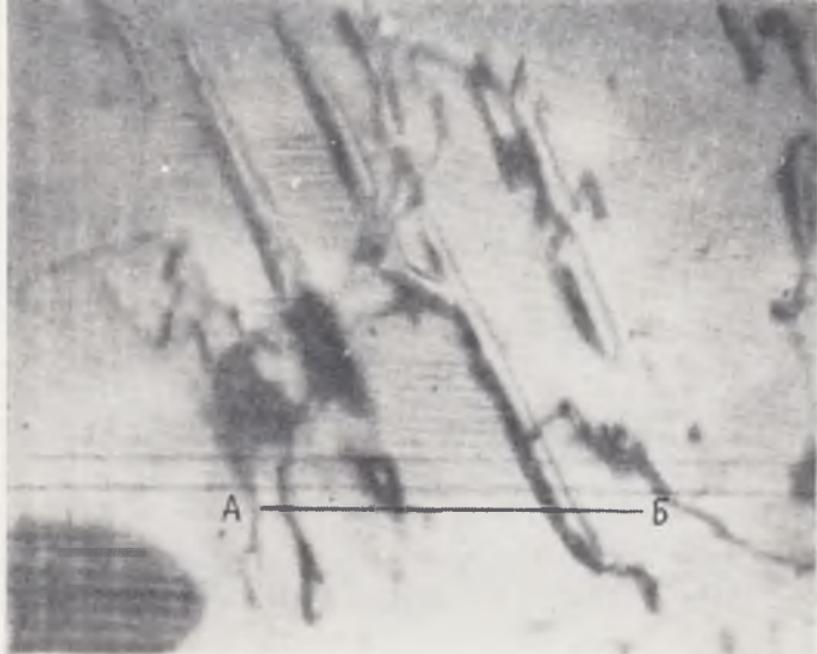


Фото 1. Сканограммы продуктов распада клинопироксенов в отраженных электронах (электронный микроанализатор ХА-5), ув. 60. Под сканограммой представлен график качественной концентрационной зависимости (СаО)

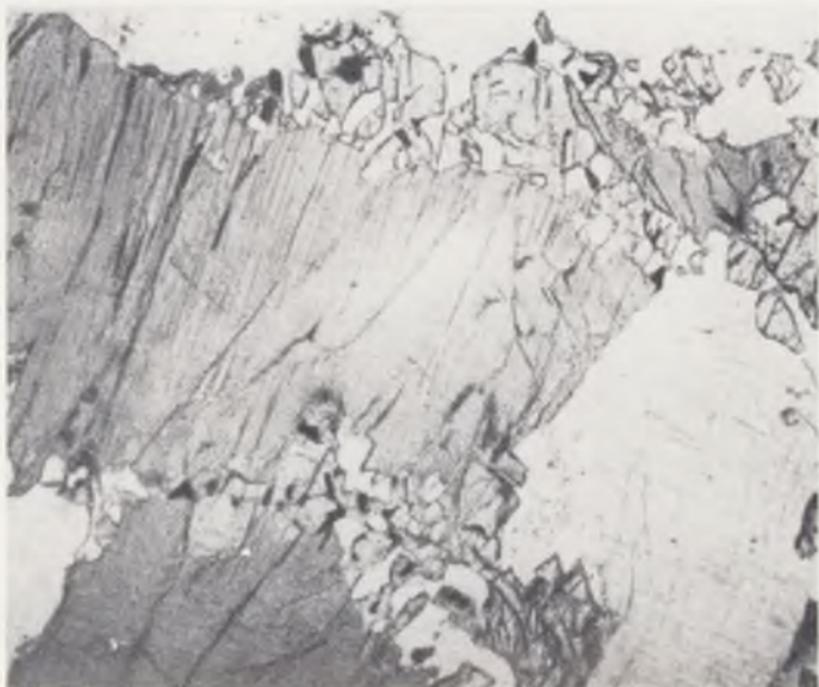


Фото 2. Смплектитовая кайма (Пр+Пм+Пл) вокруг роговой обманки. Без анализатора, ув. 40

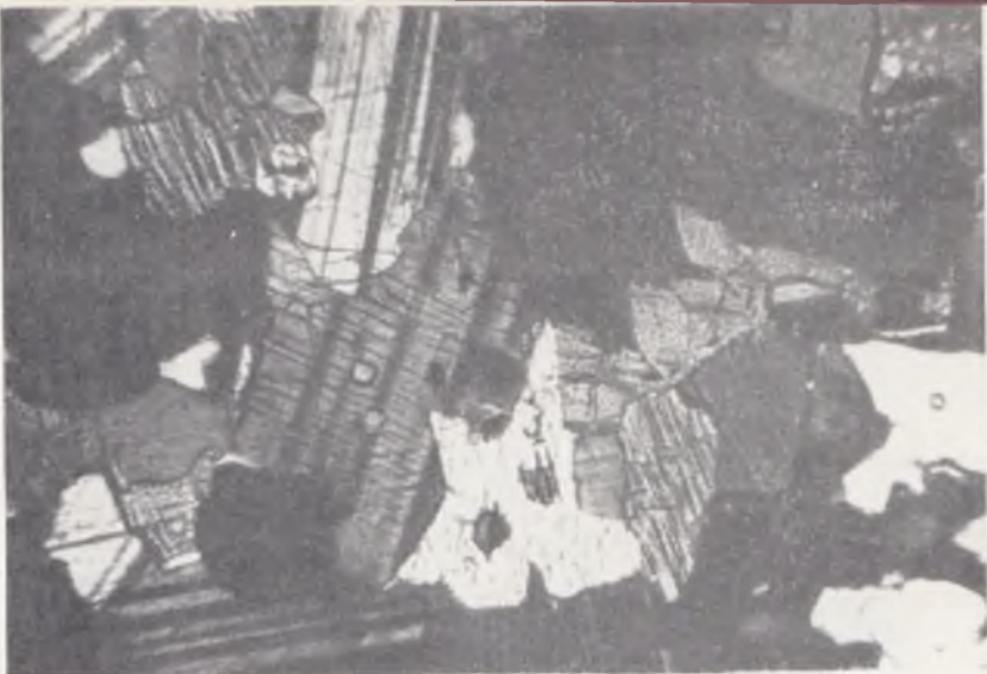


Фото 3. Замещение клинопироксена роговой обманкой в двупироксен-амфиболовом кристаллослапце; николи скрещены, ув. 20



Фото 4. Срастание биотита и силлиманита в метапелитах р. Конки, николи параллельны, ув. 20



Фото 5. Срастание граната, кордиерита и силлиманита в метапелитах р. Конки, школи параллельны, ув. 20

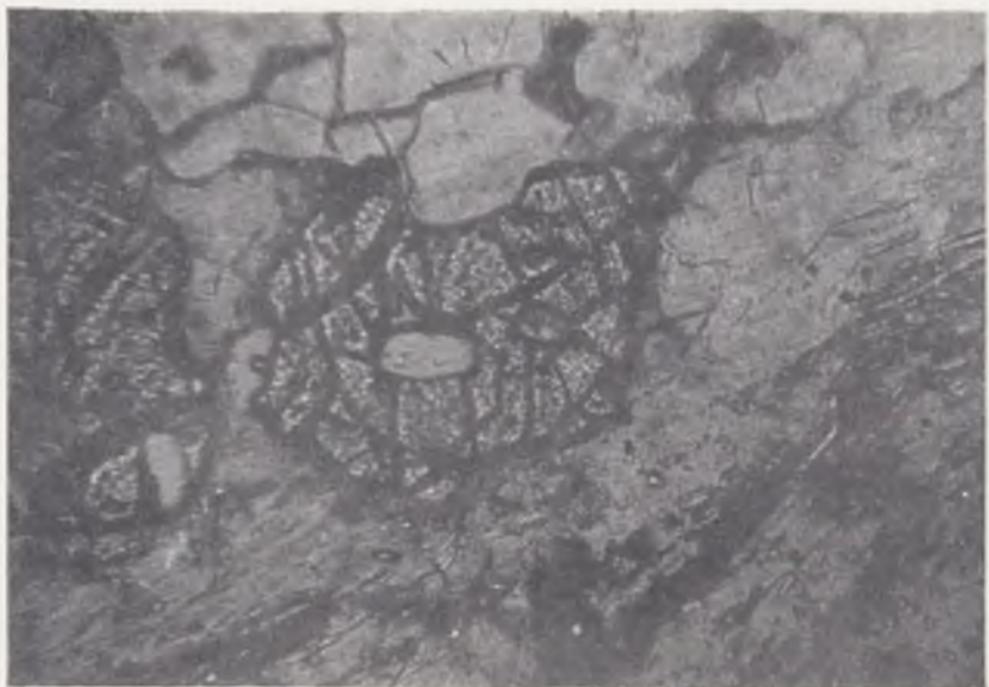


Фото 6. Реликты силлиманита в кордиерите, развивающемся на границе с гранатом, школи параллельны, ув. 20

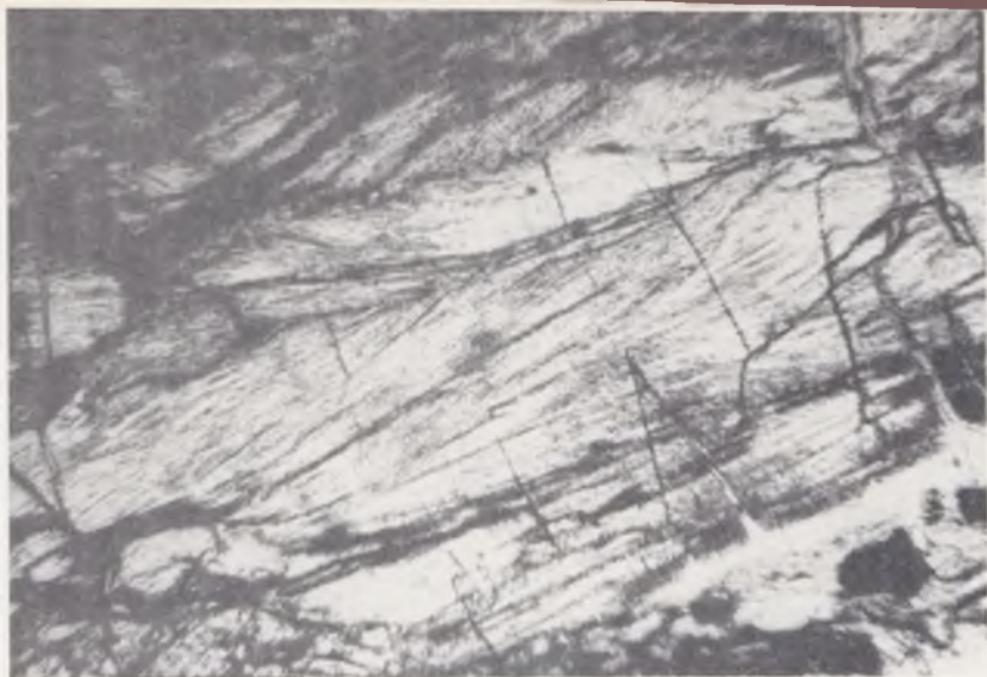


Фото 7. Сиповидная структура фибролита, школи параллельны, ув. 20



Фото 8. Порфиробласты ставролита и биотита в метапелите; Гуляйпольская структура, школи скрещены, ув. 20



Фото 9. Зарождение ставролита в биотит-хлорит-кордиеритовом гнейсе, Сорокинская разломная зона, николи параллельны, ув. 20



Фото 10. Гелицитовая структура — ориентированное расположение включений магнетита в ортопироксене. Участок Куксунгур, без анализатора, ув. 40



Фото 11. Пластинчатые сростки орто- и клинопироксена; Мариупольское рудное поле, николи скрещены, ув. 30



Фото 12. Огорочки граната вокруг зерен магнетита; Мариупольское рудное поле, без анализатора, ув. 40



Фото 13. Мелкозернистые реакционные каемки диопсида вокруг зерен форстерита; Мариупольское рудное поле, без анализатора, ув. 90

шение которого приводит к полному замещению гранулитовых парагенезисов амфиболитовыми, т.е. к образованию амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов.

В большинстве случаев метабазиты Приазовья и Орехово-Павлоградской зоны безгранатовые, однако на Васильковском участке Орехово-Павлоградской зоны, Демьяновском Мариупольского рудного поля, в районах Каменных Могил и с.Старченково, а также с.Новоукраинки на р.Кайнкулаке гранат выступает в роли породообразующего минерала.

Глиноземистые породы относятся главным образом к темрижской свите центральноприазовской серии. Наиболее мощные пачки их установлены в верховьях Токмака, Конки и Берды, а также в бассейне Кальчика (балки Грузская, Вали-Тарама, с.Старый Крым). К этой же серии, вероятно, относятся метапелиты Орехово-Павлоградской полосы. Глиноземистые породы западноприазовских магнитных аномалий, Мариупольского рудного поля и среднего течения Берды (х.Сачки, р.Берестовая) относятся к сачкинской свите, а породы нижнего течения Берды - к осипенковской. Мощность отдельных пластов метапелитов различная и не превышает первых десятков метров, а суммарная мощность полос - от десятков до сотен метров. Так, мощность существенно метапелитового горизонта, вскрытого в верховье Конки близ с.Драгунского, составляет 200 м; горизонт прослежен до верховьев Токмака.

Метапелиты западноприазовских магнитных аномалий, а также среднего течения Берды и Ялтинского участка Мариупольского рудного поля представлены главным образом гранат-биотитовыми и гранат-силлиманит-биотитовыми разностями, иногда с графитом и очень редко с корундом. Силлиманит в них чаще всего фибролитовый, а кордиерит встречается очень редко. В верховьях Токмака и Кальчика, наоборот, силлиманита мало или его почти нет, но увеличивается количество кордиерита, а в бескварцевых разностях в роли породообразующего минерала появляется шпинель. В верховье Конки и нижнем течении Кальчика (с.Старый Крым) в метапелитах наблюдаются силлиманит и кордиерит при явном преобладании силлиманита.

В Орехово-Павлоградской полосе метапелиты представлены биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми часто с графитом и кордиерит-силлиманит-биотитовыми гнейсами и силлиманитовыми кварцитами. Мощность отдельных слоев I, 5-3, пачек - до 300-350 м.

Отметим три разновидности силлиманита, несущие генетическую информацию: табличатые или шестовато-табличатые зерна, срastaющиеся с биотитом, реже кордиеритом, реликтовые округло-табличатые зерна (реликты в кордиерите) и спутанноволокнистый фибролит (фото 4-7). Первые две разновидности, характерные для метапелитов темрякской свиты, могут быть продуктами гранулитовой фации, третья - чаще всего встречающаяся в породах сачкинской свиты - продукт кислотного выщелачивания в условиях амфиболитовой фации. Примечательны реакционные структуры - келифитовые каймы кордиерита вокруг граната (см. фото 6), наблюдающиеся в метапелитах Орехово-Павлоградской полосы, а также реликтовые включения в кордиерите, представленные или биотитом и силлиманитом, или силлиманитом и шпинелью (или магнетитом), или биотитом и кварцем. Не менее интересны гломеробластовые срastания биотита и вторичного силлиманита, развивающиеся по кордиериту (б.Полковая), а также "розетки" вторичного биотита по гранату.

Структуры метапелитовых пород темрякской свиты равномерно и среднезернистые, редко порфиробластические, сачкинской свиты - часто гломеробластовые, фибробластовые и порфиробластовые. В кордиеритсодержащих метапелитах Орехово-Павлоградской зоны наблюдаются коронарные, а в биотит-гранатовых гнейсах р.Берды - гломеробластовые структуры.

Метапелиты гуляйпольской свиты представлены кварц-биотитовыми, кварц-мусковитовыми, кварц-двуслюдяными и ставролит-андалузит-двуслюдяными сланцами, залегающими среди слюдястых и полевошпатовых метапесчаников. Мощность сланцевых слоев составляет 40-60 м. Суммарная мощность метапелитов подобного состава в Соркинской зоне (осипенковская свита) 1,5-2 км. Есть различия между метапелитами этих свит. Гуляйпольские характеризуются более тонкозернистым строением, порфиробластическими структурами, причем порфиробласты в них представлены не только ставролитом и андалузитом, но и ржаво-бурым биотитом (фото 8), из полиморфов глинозема в них установлен лишь андалузит. В аналогичных породах осипенковской свиты наряду с андалузитом встречается и табличчатый силлиманит; обнаружены также ставролит-хлорит-биотит-кордиеритовые гнейсы, отсутствующие в Гуляйпольской структуре (фото 9).

Железисто-кремнистые породы широко развиты в Мангушском и Корсакском синклиниях, где образуют пласты мощностью до 100-200 м среди гнейсо-мигматитовых толщ сачкинской свиты центральной-ноприазовской серии; маломощные пласты их встречаются и в Сал-

тычанском антиклинории. В составе темряжской свиты железистые породы известны на западном крыле Мангушского синклинория. По-видимому, к центральноприазовской серии относится и основная масса железистых пород Орехово-Павлоградской зоны. В западной части Салтычанского антиклинория железистые породы установлены среди образований западноприазовской серии. К верхам нижнего протерозоя (осипенковская и гуляйпольская свиты) относятся железистые породы Гуляйпольской структуры и Сорокинской зоны.

Среди железистых пород Приазовья и Орехово-Павлоградской зоны развиты итабириты, такониты, элизиты и железистые джесперы.

Итабириты (магнетитовые кварциты), слагающие основную массу железистых пластов, представляют собой тонко- или среднеполосчатые породы, состоящие из кварца, магнетита и подчиненных количеств силикатов — орто- и клинопироксенов, амфиболов, граната, реже биотита. Средние размеры зерен в итабиритах гранулитовой фации составляют 0,2–1,0 мм, амфиболитовой — 0,1–0,8, эпидот-амфиболитовой — 0,1–0,3 м. Наряду с этим часто выделяются крупные (до 1–3 см) порфириобласти граната, ортопироксена или куммингтонита с многочисленными пойкилитовыми вростками кварца и магнетита; ориентированное (послойное) расположение включений создает гелицитовую структуру, особенно характерную для итабиритов гранулитовой фации (фото 10). Полосчатость и директивная текстура четко проявлены в породах низких ступеней метаморфизма. В двухпироксеновых разностях широко развиты закономерно ориентированные пластинчатые срастания орто- и клинопироксена (фото 11). При наложении регрессивного метаморфизма на породы гранулитовой фации пироксены замещаются сине-зеленой роговой обманкой и куммингтонитом, вокруг магнетита образуются каемки граната (фото 12) или роговой обманки; развитие последней по куммингтониту сопровождается выделением вторичного магнетита.

Такониты — существенно силикатные породы, в которых магнетит и кварц отступают на второй план и иногда совсем не развиты — обычно приурочены к краевым частям железистых пластов. В гранулитовой фации наиболее распространены гранат-пироксеновые, меньше — не содержащие граната такониты; с наложением на них регрессивного метаморфизма связано образование амфибол-пироксеновых разностей. Амфиболовые и гранат-амфиболовые такониты амфиболитовой фации известны в Орехово-Павлоградской зоне и Корсакском синклинории; к эпидот-амфиболитовой фации относятся амфиболовые, био-

тит-амфиболовые и гранат-биотитовые такониты и сланцы Гуляйпольского района, Сорокинской зоны и некоторых участков Орехово-Павлоградской зоны. Такониты характеризуются грубополосчатой или массивной текстурой и несколько более крупнозернистой, чем итабириты, структурой. В них широко проявились собирательная перекристаллизация с образованием крупнозернистых (размеры индивидов до нескольких сантиметров) участков с частыми взаимными прорастаниями минералов. Набор породобразующих минералов аналогичен итабиритам, но обычно они отличаются повышенной железистостью. К таконитам примыкают гранатовые, пироксен-гранатовые и гранат-биотитовые кварциты – железисто-силикатные породы с высоким (до 60%) содержанием кварца; наиболее развиты они в Орехово-Павлоградской зоне.

На Мариупольском рудном поле и Васильковском участке Орехово-Павлоградской зоны встречаются небольшие пропластки эвлизитов, часто ассоциирующих с графитовыми гнейсами. Они состоят из фаялита, орто- и клинопироксена, граната, кварца и небольшой примеси магнетита. Обычно – это грубополосчатые средне- или крупнозернистые породы с широким развитием пойкилобластовых и диабластовых структур (взаимные прорастания фаялита и граната, орто- и клинопироксена и др.). Силикаты эвлизитов по сравнению с другими железистыми породами отличаются наибольшей железистостью.

К образованиям эпидот-амфиболитовой и отчасти зеленосланцевой фаций относятся железистые щесперы (Гуляйпольский район и Терсянский участок Орехово-Павлоградской зоны). Это мелкозернистые тонкополосчатые сланцеватые породы, состоящие из кварца, магнетита, куммингтонита и реже биотита. По куммингтониту часто развивается щелочной амфибол типа рибекита или родузита. Амфиболы иногда замещаются хлоритом (афросидеритом).

Основная часть карбонатных пород относится к сачкинской свите центральноприазовской серии. Наиболее мощные (до 100–500 м) пласты их установлены в Мариупольском рудном поле. К этой же свите относятся и карбонатные породы Корсаковского синклинория (месторождение Куксунгур). Карбонатные породы темрюкской свиты встречаются на крыльях Мангушского синклинория – по рекам Берде, Темрюку, Каратиюку, балкам Полковой, Вали-Тарама, Грузской и другим небольшими прослоями (0,3–1,0 редко – до 10 м) среди мигматизированных гнейсов и кварцитов. В составе осипенковской свиты они

известны на Садовом участке Сорокинской зоны, а в западноприазовской серии – в бассейне Токмака, Токмачки и Юанлы.

По степени метаморфизма карбонатные породы в большинстве случаев относятся к гранулитовой или амфиболитовой фациям. Широко развиты в них процессы скарнирования. С постмагматическими преобразованиями связано развитие флогопита, а также процессов скаполитизации и серпентинизации. В осипенковской свите карбонатные породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Среди карбонатных пород выделяются мраморы с содержанием не более 15% силикатных минералов, кальцифиры (15–85% силикатов), апокарбонатные известково-силикатные сланцы и гнейсы, а также скарны.

Мраморы обычно залегают среди кальцифиров и связаны с ними постепенными переходами. Преобладают доломит-кальцитовые, реже встречаются мономинеральные их разновидности. По наличию силикатов выделяют форстеритовые со шпинелью, флогопитом, диопсидом и амфиболом, диопсид-тремолитовые со сфеном, плагиоклазом, скаполитом и кварцем и флогопит-серпентиновые мраморы.

Кальцифиры – наиболее обширная группа карбонатных пород. Среди них выделяют флогопит-диопсид-форстеритовые со шпинелью разновидности и офикальциты, генетически связанные с доломитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами, и плагиоклаз-скаполит-клинопироксеновые со сфеном разновидности, ассоциирующие с кальцитовыми мраморами. Кальцифиры характеризуются полосчатой или пятнистой текстурой и неравномернозернистой бластической структурой. В кальцифирах первой группы широко развито замещение форстерита диопсидом, начиная от мелкозернистых реакционных каемок на контакте форстерита с карбонатом (фото 13) до образования агрегатных псевдоморфоз.

Известково-силикатные сланцы и гнейсы приурочены к контактам карбонатных толщ с алюмосиликатными гнейсами или образуют небольшие прослой среди кальцифиров. Они состоят из диопсида (15–45%), плагиоклаза № 32–40 (5–50%), флогопита (до 20%), кальцита (до 15%), амфибола (до 10%), сфена, апатита, пирита; в зонах гранитизации в них встречаются кварц и микроклин. С известково-силикатными сланцами связаны постепенными переходами диопсидовые гнейсы, приуроченные к участкам наложенной гранитизации.

Среди карбонатных пород распространены магнезиальные и известковые скарны. К первым относятся флогопит-диопсид-плагиокла-

зовые скарны, встреченные в Мариупольском рудном поле и в районе с.К.Маркса на р.Берде. Помимо главных минералов, в их составе установлены скаполит, кальцит, кварц, микроклин, сфен и апатит.

Более широко представлены известковые скарны. Волластонитовые скарны встречены в виде небольшого пропластка в карбонатной толще Мариупольского рудного поля. Они состоят из волластонита, диопсида и плагиоклаза № 31–36 и небольших примесей кальцита, микроклина, сфена и апатита. Скаполит–пироксеновые скарны известны по рекам Берде (с.К.Маркса), Каратышу (б.Чумацкая), Кальчику (б.Кунджа), Кальцу (б.Перемога) и в Мариупольском рудном поле: в составе их обнаружены клинопироксен, скаполит, плагиоклаз № 35–45, реже кальцит, паргасит, флогопит, микроклин, сфен и апатит.

Гранат–пироксеновые скарны наиболее широко развиты в бассейнах Токшака и Юанлы, где мощность их линзовидных тел достигает 15–45 м. Они встречаются также в обнажениях по рекам Берде, Темрюку, Кальцу и Кальчику. Главные породообразующие минералы – гроссуляр–андрадитовый гранат, клинопироксен (ферросалит, геденбергит), плагиоклаз № 70–90. В небольшом количестве встречаются скаполит, роговая обманка, эпидот, сфен. В бассейне Кальца (б.Кунджа) установлены своеобразные гранат–пироксен–плагиоклазовые скарны с обогащенными марганцем силикатами.

Метаморфическая зональность

Метаморфические породы Приазовья характеризуются сложной, историей формирования, связанной со становлением складчато–блоковой структуры региона. Наличие различных минеральных ассоциаций в однотипных породах отражает полиэтапность метаморфических процессов, синхронных архейской и нижнепротерозойской складчатости. Метаморфическая зональность в большинстве случаев обусловлена неоднородной переработкой высокотемпературных парагенезисов повторным метаморфизмом в условиях пониженного термодинамического режима. Схема размещения фаций регионального метаморфизма приведена на рис.22.

Для определения РТ–условий метаморфизма рассмотрены составы сосуществующих минералов, характеризующихся равновесными соотношениями. В метапелитах температуры равновесия для парагенезиса Гр–Би определялись по уравнению Л.Л.Перчука (Perchuk, 1977), давления – по уравнению Ю.В.Нагайцева (1972). Полученные

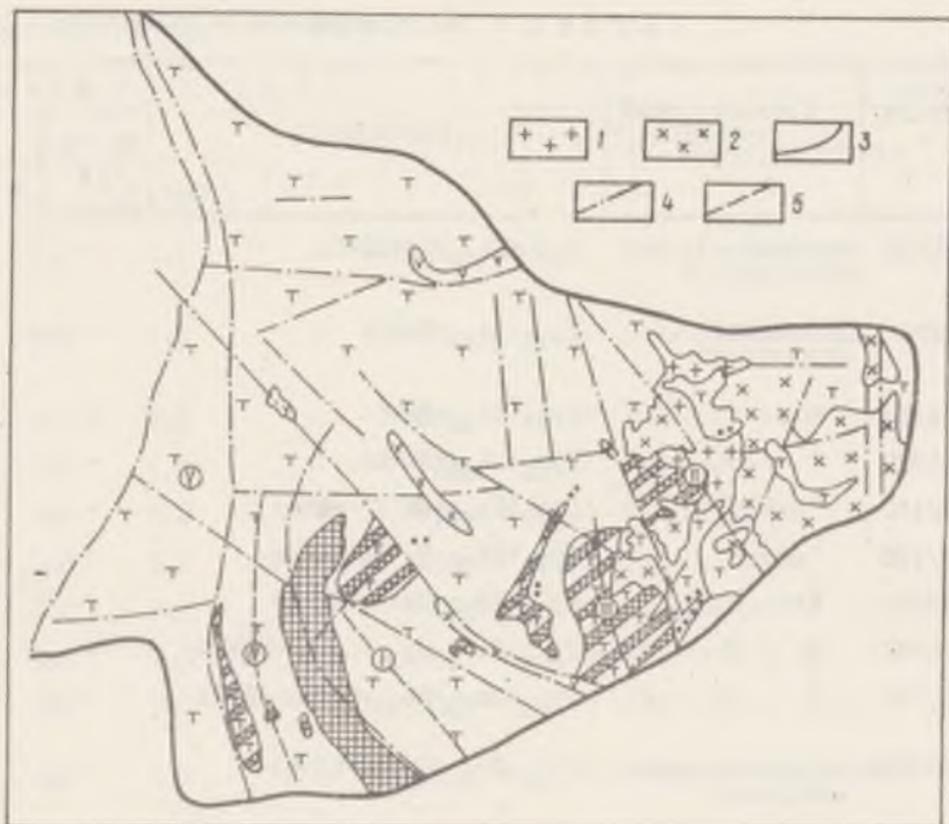


Рис.22. Карта метаморфических фаций Призовского района: 1 - анадольские граниты (PR_1); 2 - восточно-призовский граносиенитовый комплекс (PR_2); 3 - границы фаций; 4 - тектонические нарушения; 5 - оси складчатых структур первого порядка: I - Салтычанский антиклинорий; II - Кальчик-Кальмыусский антиклинорий; III - Мангушский синклинорий; IV - Корсаковский синклинорий; V - Орехово-Павлоградская структурно-фациальная зона. Остальные условные обозначения те же, что и на рис.3

данные, а также значения дискриминантной функции, метаморфического индекса Фроста (Frost, 1962) и единичные определения температуры по парагенезисам Би-Му и Гр-Ко приведены в табл.26. Для основных и железистых пород использованы двупироксеновый, гранат-ортопироксеновый и гранат-клинопироксеновый термометры (Перчук, 1970; Курепин, 1976, 1979). Результаты приведены в табл.28 и 29. Наиболее точно температура определяется по равновесиям Гр-Пр и Гр-Пм; двупироксеновый геотермометр дает большой разброс данных - от 800 до 1065 К в основных и от 950 до 1010 К в железистых породах. Химические анализы минералов (см. табл. 27).

Т а б л и ц а 26. Минеральные парагенезисы

Номер образца	Геологическая структура	Парагенезис	Д а н	
			Би - Му, Т, К	
344/60	Салтычанский антиклинарий	Гр ₇₉ +Би ₄₈ +Пл+КШ+Кв	-	
3/66	Мангушский синклинирий	Гр ₇₃ +Би ₄₂ +Пл+Кв	-	
16/64	" "	Гр ₇₁ +Би ₄₀ +Пл+Кв	-	
КМ-69/2	" "	Гр ₆₈ +Би ₃₆ +Пл+Кв.	-	
33/150	" "	Гр ₇₈ +Би ₄₇ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
38/185	" "	Гр ₇₈ +Би ₅₀ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
178/68	" "	Гр ₆₆ +Би ₃₂ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
К-4	" "	Гр ₇₉ +Би ₅₁ +Ко ₃₆ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
327/68	" "	Гр ₈₂ +Би ₅₆ +Ко ₄₃ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
416/60	Верхнебердянская синклиналь	Гр ₆₃ +Би ₃₂ +Ко+Пл+КШ+Кв	-	
110	Корсакский синклинирий	Гр ₈₄ +Би ₅₀ +Си+Пл+Кв	-	
111	" "	Гр ₈₃ +Би ₅₀ +Си+Пл+Кв	-	
С-380	" "	Гр ₈₆ +Би ₅₃ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
45	Орехово-Павлоградская зона	Гр ₇₉ +Би ₅₁ +Кв	-	
56	То же	Гр ₇₆ +Би ₄₃ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
225	" "	Гр ₇₉ +Би ₄₇ +Си+Пл+КШ+Кв	-	
455	Гуляйпольская синклиналь	Би ₄₅ +Му+Кв	715	
А-12/5	" "	Гр ₉₀ +Би ₅₅ +Кв	-	
А-12/5	Сорокинская зона	Гр ₈₅ +Би ₅₂ +Ст+Си+Пл+Кв	-	

* $D(x)_{Би}$ - дискриминантная функция биотита; ** μ - индекс

метапелитов Приазовского района

ные геотермобарометрии					Автор, источник
Гр - Би		Гр-Ко, Т, К	$D(x)_{Би}^*$	μ^{**}	
Т, К	$P, n \cdot 10^8 Pa$				
925	6,1	-	65,2	4,71	Хмарук, Щербаков (1965)
945	7,3	-	73,6	4,74	Г.Л.Кравченко
960	7,3	-	75,6	4,79	Г.Л.Кравченко
950	7,6	-	70,2	4,77	Б.Г.Яковлев
940	6,0	-	63,6	4,74	Р.И.Сироштан
920	5,8	-	62,0	4,68	Р.И.Сироштан
930	7,7	-	71,2	4,70	Т.Г.Щербакова
950	7,0	915	65,8	4,76	Сироштан и др. (1974)
960	7,0	945	67,6	4,79	Сироштан и др. (1974)
960	6,8	-	65,1	4,79	Хмарук, Щербаков (1965)
910	4,8	-	62,4	4,66	Кравченко, Яковлев (1976)
810	4,7	-	63,7	4,59	Кравченко, Яковлев (1976)
870	4,6	-	60,9	4,53	Глевасский, Всипчук (1971)
940	4,8	-	65,8	4,53	Е.Б.Глевасский
905	6,8	-	67,9	4,68	Е.Б.Глевасский
915	5,2	-	63,8	4,67	Е.Б.Глевасский
-	-	-	62,8		Е.Б.Глевасский
775	1,7	-	50,8	4,20	Е.Б.Глевасский
875	3,9	-	60,7	4,54	Б.Г.Яковлев

Фроста.

Т а б л и ц а 27. Химический состав породообразующих

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	Гиперстен	55,61	0,05	1,08	1,93	9,05
	Роговая обманка	53,07	0,13	6,78	0,10	3,59
2	Гиперстен	54,32	0,04	3,79	0,10	9,21
3	Актинолит	52,81	0,22	4,06	2,08	7,18
4	Роговая обманка	50,14	0,44	8,83	0,97	6,32
5	"	48,27	0,18	9,83	2,70	3,83
	Антофиллит	55,58	0,01	2,30	0,19	10,05
6	Роговая обманка	47,97	0,77	7,67	4,19	10,34
7	"	49,49	0,36	8,53	1,79	10,14
8	"	46,07	0,74	14,04	1,23	8,04
9	Актинолит	51,70	0,42	5,80	2,41	4,90
10	Диопсид	52,50	0,04	2,00	1,55	5,60
	Роговая обманка	44,61	0,83	9,83	5,53	9,22
11	Тремолит	55,27	0,03	2,25	0,16	3,01
12	Куммингтонит	51,43	0,10	2,87	0,43	24,42
	Биотит	36,00	1,32	21,48	0,38	15,66
13	Роговая обманка	42,60	2,69	12,59	2,03	12,93
14	"	48,65	0,54	10,83	1,19	4,69
15	"	51,80	0,26	6,79	2,06	3,95
16	Гранат	38,15	0,17	21,21	3,36	25,34
	Роговая обманка	43,54	1,62	10,00	-	17,28
17	Гранат	38,01	0,14	20,92	3,05	27,00
	Роговая обманка	47,18	1,08	9,68	0,90	9,50
18	Гранат	37,87	1,01	20,41	0,57	27,36
	Роговая обманка	41,47	1,91	10,58	4,77	18,00
19	Гранат	39,23	0,32	19,35	1,85	32,25
	Роговая обманка	49,25	0,84	6,96	1,43	11,95
20	Гранат	38,80	0,25	20,50	5,11	27,36
	Роговая обманка	43,74	0,50	16,64	1,22	16,27
21	Гиперстен	49,80	0,10	0,80	30,50	15,84
	Роговая обманка	42,18	2,86	11,03	3,47	15,84
22	Гиперстен	50,75	0,24	1,20	1,62	26,06
	Диопсид	51,16	0,22	2,00	2,39	7,09
23	Гиперстен	49,71	0,15	2,76	0,20	29,01
	Диопсид	50,48	0,27	2,03	0,62	11,51
	Биотит	35,88	5,32	15,48	0,83	17,24
	Порода	49,26	1,15	13,88	1,81	10,49
24	Гиперстен	51,65	0,01	1,56	1,07	23,85
	Диопсид	52,00	0,17	2,51	0,67	8,48
	Биотит	37,43	4,95	14,55	1,22	14,26
	Порода	51,48	1,09	15,45	4,28	7,18

минералов и пород Приазовского района, %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
0,28	30,69	0,70	0,10	-	0,08	0,89	100,46
0,14	22,44	12,46	0,70	0,10	-	0,35	99,86
0,22	31,22	0,28	0,10	-	-	1,11	100,39
0,17	18,54	12,60	0,90	0,30	-	1,11	99,97
0,10	18,92	12,18	1,00	0,40	0,04	0,89	100,23
0,04	19,91	11,60	2,00	0,24	-	1,21	99,81
0,19	30,21	0,38	0,30	0,10	-	1,12	100,43
0,27	13,84	12,26	1,40	0,30	-	1,37	100,38
0,23	14,90	12,54	0,70	0,40	-	0,95	100,13
0,10	15,56	11,64	1,46	0,30	-	0,98	100,33
0,19	12,43	0,68	0,11	-	0,06	1,76	99,71
0,27	14,03	23,06	0,50	0,10	-	0,80	100,45
0,23	13,71	12,05	1,47	0,50	0,08	1,42	99,48
0,12	24,61	12,08	0,50	0,16	-	2,26	100,45
0,25	17,26	0,91	0,30	0,16	-	1,96	100,09
-	13,39	0,56	0,48	7,60	-	3,39	100,26
0,18	11,27	11,62	1,57	0,60	-	2,15	100,15
0,08	19,30	12,60	0,90	0,50	-	0,82	100,28
0,07	21,10	12,32	0,50	0,24	0,08	1,11	100,28
2,20	2,47	6,81	0,06	0,02	0,37	-	100,16
0,15	10,55	11,32	1,62	1,29	0,22	1,73	99,32
1,00	2,83	6,37	0,29	-	-	-	99,61
0,08	15,01	11,42	2,07	0,67	-	1,71	99,30
2,61	2,78	6,64	0,16	0,12	0,04	0,40	99,97
0,32	7,21	11,42	1,44	1,19	0,03	1,82	100,52
0,66	5,48	0,92	-	-	-	0,22	100,28
0,15	13,83	10,88	1,40	0,33	0,20	2,26	99,48
1,00	2,40	4,06	0,06	0,06	0,20	-	99,80
0,04	7,20	10,00	1,27	0,27	-	2,26	99,41
1,10	15,40	0,70	-	0,02	-	-	98,42
0,18	9,03	11,13	2,12	0,44	0,08	1,46	99,82
0,56	17,50	0,68	0,17	0,05	0,12	1,32	100,27
0,16	14,02	20,90	0,74	0,05	0,13	1,00	99,86
0,76	15,86	0,58	0,06	-	0,10	1,23	100,42
0,35	11,75	21,75	0,25	0,07	0,12	1,27	100,47
0,08	12,07	0,35	0,10	9,55	0,14	2,67	100,19
0,25	7,13	11,52	1,74	0,85	0,18	0,88	99,68
0,73	19,08	1,26	0,10	0,10	-	0,59	100,00
0,34	13,08	21,70	0,50	0,10	-	0,54	100,09
0,09	14,58	0,98	0,20	9,20	-	2,57	100,17
0,14	5,82	6,94	3,48	1,97	0,28	0,86	99,55

Продолжение

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
25	Гиперстен	32,34	0,06	1,05	1,23	19,83
	Диопсид	52,23	0,08	2,04	0,32	6,90
	Роговая обманка	45,14	1,12	14,71	1,67	8,92
	Биотит	37,28	2,90	16,83	0,72	11,32
	Порода	47,14	0,30	9,59	1,39	10,63
26	Гранат	38,02	0,09	21,33	0,27	31,03
	Диопсид	52,02	0,50	0,93	-	8,06
27	Роговая обманка	43,65	1,92	11,68	2,76	10,77
	Диопсид	50,37	0,10	2,17	1,55	14,40
28	Роговая обманка	42,30	1,70	8,85	3,36	16,84
	Биотит	35,63	2,50	15,76	8,13	15,55
	Диопсид	51,40	0,26	1,80	2,96	6,50
29	Роговая обманка	46,31	0,84	7,86	5,47	9,62
	"	42,95	0,74	11,13	6,02	12,64
30	Биотит	35,34	2,36	16,87	2,61	19,40
	Порода	65,17	0,57	14,52	2,10	4,38
	Роговая обманка	44,20	2,10	10,00	-	12,00
31	Биотит	35,70	4,55	14,10	14,40	-
	Роговая обманка	41,57	2,19	12,55	2,91	13,93
32	Биотит	35,40	3,52	14,83	1,23	17,96
	Роговая обманка	42,06	1,67	12,37	2,81	15,37
33	"	42,86	1,97	13,52	2,02	14,07
34	"	47,18	1,08	9,68	0,90	9,50
35	"	40,71	1,59	13,71	4,06	13,36
36	"	44,82	1,44	9,06	5,20	10,31
37	"	42,50	1,91	10,50	6,80	12,65
38	"	46,35	0,19	5,89	3,24	23,68
39	"	43,95	1,78	10,40	3,38	9,19
40	"	42,38	1,40	10,79	5,98	12,69
41	"	45,01	1,45	9,94	1,91	14,65
42	"	42,62	1,04	10,63	5,62	17,95
43	"	42,10	0,94	11,16	6,02	12,64
	Порода	48,89	0,94	13,88	4,37	7,47
44	"	43,34	0,91	10,45	4,78	12,96
	Роговая обманка	41,84	2,53	11,43	2,78	15,12
45	Порода	47,27	1,10	14,62	2,06	11,90
	Роговая обманка	41,41	2,29	12,18	2,98	16,80
46	"	41,79	1,92	14,53	4,72	13,78
	Биотит	35,48	4,49	14,26	3,08	17,60
47	Роговая обманка	41,08	0,73	12,00	6,64	13,64
	Биотит	35,97	2,90	16,06	3,57	17,96

табл. 27

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
0,45	23,93	0,70	0,03	0,04	0,09	0,72	100,47
0,20	15,23	21,92	0,19	0,04	0,04	0,87	100,06
-	12,86	11,34	2,12	0,22	0,01	1,33	100,08
0,03	17,95	0,63	0,30	8,90	0,08	2,66	99,60
0,22	16,03	10,41	1,35	0,54	0,02	1,14	99,76
0,38	2,15	6,26	0,40	0,12	0,08	0,33	100,46
0,26	14,35	22,44	0,30	0,17	0,13	1,06	100,22
0,18	11,19	12,40	0,34	1,94	0,16	1,36	99,45
0,54	10,50	18,39	0,30	Следы	0,04	1,28	100,31
0,36	10,60	11,18	1,65	1,04	0,01	2,09	100,36
0,17	9,60	0,73	0,01	8,22	0,07	2,95	100,28
0,67	12,36	21,58	0,70	0,11	-	1,24	99,68
0,45	13,52	11,57	1,04	0,75	0,04	2,11	99,66
0,36	11,04	10,33	1,38	0,91	0,22	1,39	100,50
0,23	9,81	0,11	0,16	8,24	0,08	3,61	99,70
0,10	3,01	4,78	3,37	0,99	0,09	0,90	100,47
0,20	13,60	11,80	2,00	1,10	-	-	97,00
0,13	15,30	0,03	0,33	9,00	-	-	94,04
0,28	9,11	11,52	1,90	1,55	0,12	2,43	100,26
0,17	13,21	0,84	0,50	8,67	0,12	3,10	99,75
0,20	9,06	11,76	1,70	1,26	0,06	1,98	100,30
0,26	10,00	11,04	2,00	1,01	0,02	1,64	100,41
0,08	15,01	11,42	2,07	0,67	-	1,71	99,30
0,28	9,28	12,62	1,40	1,50	0,28	1,55	100,42
0,12	14,05	11,88	1,30	0,06	-	1,92	100,16
0,23	10,03	11,60	1,44	1,20	-	1,50	100,36
0,14	6,43	10,89	1,00	0,55	0,03	1,92	100,31
0,11	15,09	11,76	1,46	0,85	0,22	1,90	100,09
0,39	9,68	12,42	1,07	1,33	0,04	1,75	100,02
0,14	11,30	11,20	1,56	0,36	0,12	2,50	100,14
0,27	6,24	10,80	1,20	1,30	0,16	2,40	100,32
0,27	10,70	11,63	1,48	1,33	0,40	1,63	100,58
0,19	7,05	11,57	2,94	0,64	Следы	1,46	99,54
0,23	11,54	11,13	1,40	1,09	0,03	2,10	100,28
0,25	10,19	11,48	1,41	1,10	0,08	1,92	100,36
0,23	6,59	11,76	2,77	0,61	0,20	0,17	99,28
0,17	8,53	11,24	1,62	1,35	0,11	1,58	100,34
0,21	6,33	11,06	1,80	1,18	0,06	1,54	99,63
0,06	10,69	0,56	1,40	8,42	1,00	3,27	100,41
0,80	8,76	12,28	1,10	1,30	-	2,06	100,47
0,33	10,09	0,70	0,14	8,74	0,12	3,41	100,22

Продолжение

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
50	Роговая обманка	42,03	0,80	10,29	7,03	13,54
	Биотит	36,34	3,00	15,07	4,81	17,86
51	"	36,27	4,73	16,47	4,79	13,21
52	"	36,22	3,86	15,52	0,82	15,69
53	"	36,30	4,93	14,63	1,78	17,81
54	"	36,31	4,48	13,62	3,59	17,81
55	"	36,89	2,60	16,04	1,20	17,24
56	"	37,28	2,90	16,83	0,72	11,32
57	"	35,32	5,05	14,45	4,50	19,54
58	"	38,54	3,33	14,44	4,15	11,38
59	"	35,93	3,87	14,85	3,03	16,70
60	"	36,42	3,55	14,65	3,67	16,13
61	"	34,43	4,14	15,91	5,81	16,69
62	"	35,93	3,77	15,96	2,42	16,75
63	"	38,50	0,43	18,12	4,28	6,03
64	Роговая обманка	44,05	1,47	8,64	4,32	13,36
	Биотит	37,68	3,40	13,35	2,54	18,82
65	Роговая обманка	42,34	1,03	11,60	5,03	13,81
	Биотит	35,37	3,33	16,58	2,19	18,70
66	Роговая обманка	44,57	1,34	8,48	6,74	9,20
	Биотит	42,75	2,23	11,68	3,91	12,43
	Порода	61,12	0,63	14,78	2,07	3,36
67	Роговая обманка	48,17	0,65	7,39	3,35	10,64
	Биотит	38,09	1,50	16,54	2,08	14,08
68	Роговая обманка	44,73	1,14	8,53	6,05	11,50
	Биотит	36,97	3,57	14,59	4,97	14,42
	Порода	69,93	0,34	15,76	0,69	1,15
69	Роговая обманка	43,93	1,97	11,52	1,70	13,41
	Биотит	36,60	1,55	15,20	8,56	10,63
70	Рибекит	52,12	-	1,73	11,19	15,80
71	Тремолит	54,23	0,02	2,20	0,10	0,56
72	Гранат	39,53	0,08	21,44	0,08	23,87
	Биотит	36,45	4,21	18,53	1,15	12,81
73	Гранат	38,55	0,10	20,83	1,07	29,92
	Биотит	36,30	4,80	17,74	0,63	14,36
74	Гранат	38,00	0,06	21,00	0,15	34,50
	Биотит	35,02	2,60	18,65	0,36	19,82
75	Гранат	38,35	0,02	21,43	не обн.	34,09
	Биотит	34,20	1,29	18,00	3,04	23,70

табл. 27

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
0,33	10,23	11,01	1,60	1,20	0,04	1,83	100,13
0,20	10,85	0,79	0,01	8,22	0,03	2,87	100,22
0,005	12,24	0,42	0,20	8,20	0,20	3,21	100,17
0,17	12,58	0,28	0,50	9,07	0,00	2,63	99,37
0,04	12,06	0,36	0,20	8,28	0,32	2,79	99,70
0,07	11,22	0,28	0,20	9,30	0,20	2,65	100,02
0,04	13,56	0,28	0,50	8,62	0,20	2,72	100,89
0,08	17,95	0,63	0,30	8,90	0,08	2,66	99,64
0,105	9,56	0,60	0,28	7,86	0,04	3,06	100,54
0,07	14,62	1,61	0,54	8,29	0,28	2,77	100,19
0,23	12,47	0,60	0,41	9,20	0,08	2,66	100,15
0,23	12,67	0,65	0,67	8,68	0,10	2,66	100,15
0,38	9,62	0,84	0,10	7,60	0,20	3,83	99,71
0,30	12,31	0,77	0,10	8,22	0,12	2,88	99,66
0,17	17,98	0,69	0,20	7,94	2,00	3,52	100,11
0,35	10,86	11,57	1,20	0,98	0,10	2,12	99,72
0,24	10,22	1,37	0,54	7,74	Следы	3,63	99,65
0,42	10,03	11,56	1,28	1,20	0,08	1,88	100,32
0,27	10,75	0,28	0,18	8,74	0,08	3,03	99,70
0,38	13,09	11,57	1,20	0,88	0,10	1,91	99,58
0,33	12,75	5,11	0,54	4,92	0,02	2,58	99,51
0,27	3,86	5,73	4,43	2,25	0,06	1,02	100,16
0,32	13,93	12,64	1,12	0,60	0,11	1,43	100,53
0,18	14,40	0,42	0,40	9,40	0,06	2,52	99,96
0,32	12,46	10,60	1,28	0,91	0,34	1,47	100,17
0,18	12,63	0,34	0,10	7,79	0,36	3,60	100,01
0,02	1,14	2,80	4,77	2,29	Следы	0,45	99,65
0,17	10,74	11,48	1,50	1,05	0,08	1,90	99,69
0,10	13,26	0,84	0,30	7,83	0,65	4,45	99,68
0,06	7,96	2,94	4,54	1,00	0,08	2,23	99,65
0,03	24,43	14,84	0,20	0,30	-	3,41	100,32
0,69	8,09	1,05	0,10	0,10	0,06	0,07	100,16
0,01	13,57	0,14	0,20	9,58	0,10	2,94	99,69
1,40	6,31	1,61	0,10	0,05	0,08	0,33	100,364
0,005	12,76	0,28	0,20	9,50	0,10	2,61	99,60
0,20	4,32	1,40	0,20	0,10	0,12	0,29	100,34
0,005	9,94	0,23	0,20	9,35	0,24	3,01	99,41
1,34	2,44	2,22	0,10	0,15	не обн.	0,10	100,24
0,09	7,14	0,05	0,20	8,40	0,40	3,74	100,25

Окисление

Номер по порядку	Минерал, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
76	Гранат	36,45	0,02	21,90	0,10	33,62
	Биотит	33,65	1,32	22,39	0,91	18,96
77	Гранат	37,57	0,42	21,19	0,21	31,24
	Биотит	37,27	3,72	18,79	1,06	15,31
78	Гранат	39,30	0,04	21,40	0,29	30,02
79	"	37,55	Следы	21,71	3,08	28,32
80	"	37,70	0,03	21,87	0,27	32,47
81	"	37,34	0,13	18,37	3,63	30,53
82	Биотит	35,48	4,78	18,18	2,70	15,55
83	"	35,05	5,29	15,77	3,65	13,25
84	"	34,35	2,82	20,92	3,18	15,12
85	"	33,04	3,91	19,82	0,75	20,18
86	"	34,26	4,36	18,16	3,14	19,29
87	"	35,61	5,30	17,12	3,70	13,39
88	"	35,78	4,89	18,32	1,25	18,29
89	"	34,72	2,09	18,96	3,63	16,70
90	"	35,76	1,74	20,21	1,71	15,35
91	"	33,64	3,59	20,31	0,33	20,01
92	"	34,86	3,00	19,66	2,26	18,27
93	"	37,22	1,61	19,43	0,94	14,08
94	"	34,75	1,70	20,15	9,06	10,90
95	"	39,69	1,38	21,32	8,36	10,44
96	"	36,80	4,84	17,20	4,81	6,82
97	"	36,44	4,96	18,62	2,30	10,34
98	"	34,93	3,93	16,83	4,96	20,01
99	"	35,05	1,74	21,71	0,23	17,23
100	"	34,80	1,27	22,13	0,10	17,09
101	"	34,88	2,93	16,59	1,93	20,74
102	"	38,42	0,06	21,68	0,23	31,30
103	"	35,66	4,53	16,92	3,12	16,61
104	"	39,21	0,11	19,39	3,25	30,40
105	"	38,10	0,10	20,07	3,02	30,37
106	"	38,25	0,05	20,64	0,64	32,31

Примечание: 1 - пироксенит (Pr+Po+Mt), обр.335, б.Камышеватая, р.Кильгичия, коллекция Г.Л.Кравченко; 2 - пироксенит (Pr+Tr+Ol+Sr+Mt), обр.421, с.Орловка, р.Лозоватка, окв. 64,

табл. 27

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
3,33	2,00	1,80	0,20	0,20	-	0,24	99,86
0,08	3,23	0,56	0,60	7,32	-	4,73	99,75
0,58	6,69	1,33	0,22	0,10	0,01	0,50	100,06
0,10	12,80	0,28	-	8,50	0,01	2,36	100,20
0,57	6,00	2,00	0,50	0,20	Не обн.	0,10	100,42
0,32	6,96	1,05	0,10	-	0,10	0,57	99,88
2,56	4,44	0,47	0,10	0,10	-	0,12	100,13
0,31	5,70	2,63	0,06	0,20	0,02	1,56	100,51
0,06	9,77	0,56	0,16	8,50	0,32	3,85	100,21
0,14	14,05	0,63	0,10	9,34	0,65	1,76	99,88
0,13	10,07	0,14	0,30	9,20	0,14	3,80	100,17
0,21	9,79	0,14	0,20	8,80	2,84	-	99,99
0,16	8,05	0,21	0,10	8,19	0,11	3,81	100,27
0,01	11,74	0,42	0,10	8,88	0,14	3,34	100,09
0,01	8,67	0,42	0,14	8,76	0,10	3,29	100,28
0,06	9,73	0,70	0,27	8,80	0,22	4,10	100,13
0,17	11,87	0,84	0,48	8,05	3,45	-	99,92
0,06	8,74	0,28	0,20	9,00	0,34	3,01	99,63
0,12	8,38	0,28	0,20	9,36	-	3,25	99,91
-	13,99	0,49	0,40	7,75	0,08	4,14	100,13
0,28	9,27	0,49	0,20	8,05	0,38	4,47	99,70
-	9,24	0,29	0,30	6,22	0,60	5,32	103,16
-	15,84	0,76	0,20	7,60	0,32	4,31	99,71
0,01	14,75	0,14	0,20	9,20	0,26	2,61	100,07
0,22	7,03	0,12	0,12	8,43	0,16	3,47	100,27
0,22	10,86	0,28	0,20	7,26	0,12	4,71	99,64
0,10	11,04	0,91	0,40	7,60	-	4,17	99,63
0,01	8,84	-	0,80	10,00	0,11	2,85	99,80
0,55	6,02	1,06	0,36	0,20	0,12	0,17	100,17
0,07	9,41	0,42	0,30	8,45	0,32	3,70	99,82
0,21	1,35	5,77	0,22	0,21	0,18	0,06	100,47
0,27	1,01	7,11	0,15	0,16	0,14	0,18	100,78
0,35	4,43	3,22	0,15	0,11	0,05	0,02	100,29

гл.251,0 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 3 - актинолитит (Ак), обр. 327, х.Петровка, бассейн р.Каратыша, коллекция Г.Л.Кравченко; 4 - пироксенит (Pm+Po), обр. 364, там же, коллекция Г.Л.Кравченко;

5 - антофиллит (Ат+Ро+Хл), обр. 365, там же, коллекция Г.Л.Кравченко; 6 - ультрабазит (сланец роговообманковый) (Ро+Сф), обр. 104, ниже х.Шевченко, р.Обиточная, коллекция Г.Л.Кравченко; 7 - горнблендит (Ро), обр. 198, ниже х.Новосолдатского, р.Берда, коллекция Г.Л.Кравченко; 8 - пироксенит (Пр+Пм+Ро+Мт), обр. 265, с.Ильбеево, р.Берестовая, коллекция Г.Л.Кравченко; 9 - актинолитит (Пм+Ак), обр. 336, б.Камышевская, р.Кильтичия, коллекция Г.Л.Кравченко; 10 - горнблендит (Пм+Ро), обр. 337, там же, коллекция Г.Л.Кравченко; 11 - перитит (Тр+Ол+Ср+Мт), обр.347, Андреевская магнитная аномалия, скв.23 (гл. 201-202 м), коллекция Г.Л.Кравченко; 12 - сланец (Гр+Ку+Би+Кв), обр. 614, урочище Голубие скалы, р.Берда, коллекция Е.Б.Глевасского; 13 - пироксенит (Пм+Ро+Мт), обр. 1262/64, ниже х.Сачки, р.Берда, коллекция Г.Л.Кравченко; 14 - пироксенит (Пр+Ол+Ро+Мт+Ср), обр. 165, Мариупольское железорудное месторождение, участок Демьяновский, скв. 391 (гл. 208,8 м), коллекция Г.Л.Кравченко; 15 - перидотит (Пр+Ол+Ро+Мт+Ср), обр. 166, там же, скв. 391, гл. 218,0 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 16 - гранулит (Гр+Пр+Пм+Ро+Пл), обр. 49-т, Могила Васла, с.Старченково, скв. 49, коллекция Б.Г.Яковлева; 17 - кристаллосланец (Гр+Пр+Ро+Пл), обр. КМ-49/7, урочище Каменные Могилы, р.Каратыш, коллекция Б.Г.Яковлева; 18 - кристаллосланец (Гр+Пр+Пм+Ро), обр. 1370/1, с.Новоукраинка, р.Кайнкулак, обн. 1370, коллекция К.Е.Есипчука; 19 - амфиболит (Гр+Ро+Би+Пл+Кв), обр. 20-а, с.Осипенко, р.Берда, коллекция Б.Г.Яковлева; 20 - амфиболит (Гр+Ро+Кв), обр. 37^а, с.Осипенко, р.Берда, обн. 37-а, коллекция Б.Г.Яковлева; 21 - кристаллосланец (Пр+Ро+Кш+Пл), обр. КМ-47/10, урочище Каменные Могилы, р.Каратыш, скв.47, коллекция Б.Г.Яковлева; 22 - гранулит (Пр+Пм+Пл), обр. КМ-146, там же, скв. 146, коллекция Б.Г.Яковлева; 23 - кристаллосланец (Пр+Пм+Би+Пл), Мариупольское железорудное месторождение, участок Демьяновский, скв. 125, гл. 268, коллекция Р.И.Сироштана; 24 - кристаллосланец (Пр+Пм+Би+Пл), там же, скв. 141, гл. 34,0 м, коллекция Р.И.Сироштана; 25 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Би+Пл), Мариупольское железорудное месторождение, участок Дзержинский, скв. 356, гл. 503,0 коллекция Р.И.Сироштана; 26 - плагиогнейс (Гр+Пр+Пл+Кв), обр. КМ-47/2, урочище Каменные Могилы, р.Каратыш, скв. 47, коллекция Б.Г.Яковлева; 27 - кристаллосланец (Пм+Ро+Пл+Пр), обр. 1-В-2, Каменномогильский участок, р.Каратыш, коллекция Б.Г.Яковлева; 28 - амфиболит (Пм+Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 23/6, б.Дубовая, р.Кальмиус, обн.23, коллекция К.Е.Есипчука; 29 - амфиболит (Пм+Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 32/7, выше с.Захарьевки, р.Берда, обн. 32, коллекция К.Е.Есипчука; 30 - амфиболит (Ро+Би+Пл), обр. ПА-11, с.Воздвиженка, скв. 136, гл.171 м, коллекция Р.И.Сироштана; 31 - гранулит (Пр+Пм+Ро+Би+Пл), обр.8, урочище Каменные Могилы, р.Каратыш, коллекция Б.Г.Яковлева; 32 - метабазит (Ро+Би+Пм+Пл), обр. КМ-49/2, там же, коллекция Б.Г.Яковлева; 33 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Пл), обр. Ро-20/1, с.Розовка, р.Каратыш, скв.20, коллекция Б.Г.Яковлева; 34 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Пл), обр. КМ-47/4, урочище Каменные Могилы, р.Каратыш, скв.47, коллекция Б.Г.Яковлева; 35 - кристаллосланец (Гр+Пр+Ро+Пл), обр. КМ-49/1, там же, коллекция Б.Г.Яковлева; 36 - габбро-амфиболит (Пм+Ро+Пл), обр. 119/68, б.Бельманка, р.Берда, коллекция Т.Г.Шербаковой; 37 - амфиболит (Пм+Ро+Пл+Мт), обр. 164-а, Токмакский гранитный карьер, коллекция Б.Г.Яковлева; 38 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Пл), обр. 404е, урочище Каменные Могилы, р.Каратыш, скв. 404, коллекция Б.Г.Яковлева; 39 - сланец (Ро+Би+Кв), обр. 453, участок Гуляйпольский, скв. 453-Б, коллекция Е.Б.Глевасского; 40 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Пл), обр. 1158, с.Могилыны, р.Токмак, коллекция Е.Б.Глевасского; 41 - амфиболит (Пм+Ро+Пл), обр. 1257, х.Побед-

ный, р. Юшанлы, коллекция Е.Б.Глевасского; 42 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Пл+Мт), обр. К-7-2, выше с.Захарьевки, р.Каратюк, обн. 72, коллекция Б.Г.Яковлева; 43 - кристаллосланец (Ро+Кв), обр. 97, х.Сороки, р.Буртичия, коллекция Г.Л.Кравченко; 44 - амфиболит (Ро+Пл), обр. С-108, заброшенный карьер у юго-западной окраины с.Андреевки, коллекция К.Е.Есипчука; 45 - амфиболит (Пм+Пр+Ро+Би), обр. 12/152, Мариупольское железорудное месторождение, участок Демьяновский, скв. 12, гл.152,0 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 46 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Би+Пл), обр. 19/107, Мариупольское железорудное месторождение, участок Дзержинский, скв.19, гл.107,3 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 47 - кристаллосланец (Пм+Пр+Ро+Пл), обр. 1274, Мариупольское железорудное месторождение, участок Демьяновский, скв. 49 (гл.54,7 м), коллекция Е.Б.Глевасского; 48 - амфиболит (Пм+Ро+Би+Пл), обр. 1318, там же, скв.49, гл.312,0 м), коллекция Е.Б.Глевасского; 49 - гнейс (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 221, с.Николаевка, р.Берда, обн. 221, коллекция Г.Л.Кравченко; 50 - гнейс (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 27/1, с.Трудовое к югу от пгт Куйбышево, карьер, обн.27, коллекция К.Е.Есипчука; 51 - чарнокит (Гр+Пр+Кш+Би+Пл), обр. 130/67, б.Каранская, р.Калка, коллекция Т.Г.Щербаковой; 52 - чарнокит (Пр+Пм+Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 131/68, б.Бельманка, р.Берда, коллекция Т.Г.Щербаковой; 53 - кристаллосланец (Пр+Пм+Би+Пл+Кш+Ил), обр. 134/67, б.Каранская, р.Калка, коллекция Т.Г.Щербаковой; 54 - кристаллосланец (Пр+Пм+Би+Пл+Кш+Мт), обр. 289/68, выше с.Лидино, р.Калка, коллекция Т.Г.Щербаковой; 55 - кристаллосланец (Пм+Пр+Би+Пл+Мт), обр. 96, Мариупольское железорудное месторождение, участок Демьяновский, скв.147, гл.420 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 56 - кристаллосланец (Пр+Пм+Ро+Би+Пл), обр. 356/503, Мариупольское железорудное месторождение, участок Дзержинский, скв. 356 (гл.503,0 м), коллекция Р.И.Сиротана; 57 - амфиболит (Пм+Ро+Би+Пл), обр. 466/98, Мариупольское железорудное месторождение, участок Северный, скв.466, гл.98,0 м, коллекция Р.И.Сиротана; 58 - чарнокит (Пр+Пм+Би+Пл+Кв), обр.613, б.Алтапа, р.Корсак, обн.613, коллекция Е.Б.Глевасского; 59 - чарнокит (Пр+Пм+Би+Пл+Кв), обр.1159, с.Могиляны, р.Токмак, обн.1159, коллекция Е.Б.Глевасского; 60 - гнейс (Ро+Би+Пл+Кв), обр.1255, выше с.Тарасовки, р.Юшанлы, коллекция К.Е.Есипчука; 61 - гнейс (Ро+Би+Пл+Кв), обр. 1304, вблизи с.Юрьевки, р.Лозоватка, обн.1304, коллекция К.Е.Есипчука; 62 - гнейс (Ро+Би+Пл+Кв), обр.5538, ниже с.Юрьевки, р.Лозоватка, коллекция К.Е.Есипчука; 63 - гнейс (Би+Пл+Кш+Кв), обр.199, ниже с.Новосолдатского, р.Берда, обн. 199 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 64 - гранито-гнейс (Пм+Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр. 33/29, с.Старый Крым, р.Калчик, обн.33, коллекция К.Е.Есипчука; 65 - гранито-гнейс (Ро+Би+Пл+Кв), обр.43/6, ниже с.Замостья, р.Юшанлы, обн.43, коллекция К.Е.Есипчука; 66 - гранодиоритогнейс (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр.8/9, выше с.Захарьевки, р.Берда, обн.8, коллекция К.Е.Есипчука; 67 - гранодиорит (Ро+Би+Пл+Кш+Кв), обр.28/68, б.Камышеватая, р.Кильтичия, обн.28, коллекция Г.Л.Кравченко; 68 - итабирит (Ку+Мт+Кв), обр.657а, участок Садовый, р.Берда, скв.637, коллекция Р.И.Сиротана; 69 - метабазит (Ро+Би+Пм+Пл+Кв), обр. КМ-42/3, урочище Каменные Могили, р.Каратыш, скв.42, коллекция Б.Г.Яковлева; 70 - итабирит (Ро+Ку+Би+Мт+Кв), обр.556, участок Гуляйпольский, скв.556, коллекция Е.Б.Глевасского; 71 - кальцифир (Тр+До+Би+Ка), обр.606, участок Садовый, р.Берда, скв.606, коллекция Е.Б.Глевасского; 72 - плагиогнейс (Гр+Би+Пл+Кв), обр. КМ-69/2, урочище Каменные Могили, р.Каратыш, скв.69, коллекция Б.Г.Яковлева; 73 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кв+Мт), обр.75, Мариупольское железорудное месторождение, участок Ялтинский, скв.501, гл.267 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 74 -

гнейс (Гр+Би+Си+Пл+Кв), обр.76, Мариупольское железорудное месторождение, участок Орвский, скв.22 (гл.354,0 м), коллекция Г.Л.Кравченко; 75 - кристаллосланец (Гр-Би+Кв), обр.255, участок Куксунгур, скв.35 (гл.228,5), коллекция Г.Л.Кравченко; 76 - сланец (Гр+Би+Кв), обр.558, участок Гуляйпольский, скв.558, коллекция В.Б.Глевасского; 77 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кв), обр.3/66, б.Глу-бокая, р.Берда, обн.3, коллекция Г.Л.Кравченко; 78 - сланец (Гр+Би+Шп+Си+Ко+Пл), обр.55/78, б.Вали-Тарама, р.Кальчик, коллекция Т.Г.Щербаковой; 79 - гнейс (Гр+Ко+Пл+Кш+Кв), обр.87/62, б.Грузская, р.Кальчик, коллекция Т.Г.Щербаковой; 80 - гнейс (Гр+Би+Си+Ко+Пл+Кв), обр.57/68, х.Садовый, р.Каратюк, обн.57, коллекция Р.И.Сироштана; 81 - кристаллосланец (Гр+Би), обр.49/61, Мариупольское железорудное месторождение, участок Демьяновский, скв.49, гл.61,0 м, коллекция Г.Л.Кравченко; 82 - гнейс (Гр+Би+Ко+Си+Пл+Кш+Кв), обр.К-4, б.Грузская, р.Кальчик, коллекция Т.Г.Щербаковой; 83 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кв), обр.16/64, р.Каратыш, с.Боевое, коллекция Г.Л.Кравченко; 84 - гнейс (Би+Шп+Ко+Пл+Кв), обр.60/63, с.Старченково, р.Темрюк, коллекция Р.И.Сироштана; 85 - сланец (Шп+Би+Пл+Кш), обр.91/62, б.Грузская, р.Кальчик, коллекция Т.Г.Щербаковой; 86 - гнейс (Гр+Би+Пл), обр.270/68, х.Образцовый, б.Жукова, р.Конка, коллекция Т.Г.Щербаковой; 87 - сланец (Гр+Шп+Би+Пл), обр.303/68, б.Таула, р.Калка, коллекция Т.Г.Щербаковой; 88 - гнейс (Гр+Ко+Би+Си+Пл+Кш+Кв), обр.327/68, б.Полковая, р.Кальчик, коллекция Т.Г.Щербаковой; 89 - гнейс (Гр+Би+Си+Пл+Кш+Кв+Гф), обр.С-380, участок Куксунгур, скв.380, коллекция К.Е.Бсипчука; 90 - сланец (Би+Му+Кв), обр.455, участок Гуляйпольский, скв.455, коллекция В.Б.Глевасского; 91 - сланец (Гр+Би+Шп+Пл+Кш), обр.693, б.Полковая, р.Кальчик, коллекция Т.Г.Щербаковой; 92 - гнейс (Би+Пл+Кв), обр.2/66, вблизи х.Ревен, р.Кильтиция, обн.2, коллекция Г.Л.Кравченко; 93 - гнейс (Гр+Би+Ст+Пл+Кв), обр.А-11/3, Родионовско-Андреевский вермикулитовый участок, обн.11-а, коллекция Б.Г.Яковлева; 94 - гнейс (Гр+Би+Си+Пл+Кв), пр.А-12/4, там же, обн.12-а, коллекция Б.Г.Яковлева; 95 - гнейс (Гр+Би+Си+Ст+Пл+Кв), обр.А-12/А, там же, обн.12-а, коллекция Б.Г.Яковлева; 96 - гнейс (Гр-Би+Си+Пл+Кш+Кв+Гф), обр.175/68, б.Крутая, с.Суржинка, р.Каратыш, коллекция Т.Г.Щербаковой; 97 - гнейс (Гр+Би+Пл+Кш+Кв), обр.178/68, там же, коллекция Т.Г.Щербаковой; 98 - гнейс (Би+Пл+Кв), обр.197, ниже с.Ново-Солдатского, р.Берда, коллекция Г.Л.Кравченко; 99 - сланец (Би+Му+Кв), обр.618, урочище Голубые Скалы, р.Берда, коллекция Р.И.Сироштана; 100 - сланец (Гр+Би+Ст+Кв), обр.655, участок Родионовский, р.Берда, скв.655, коллекция Р.И.Сироштана; 101 - кристаллосланец (Гр+Би), обр.49/61, Мариупольское железорудное месторождение, участок Демьяновский, скв.49, гл.61,0, коллекция Г.Л.Кравченко; 102 - пегматит (Гр+Би+Кш+Кв), обр.58а, с.Старченково, р.Темрюк, коллекция Б.Г.Яковлева; 103 - кварцит (Гр+Пр+Мт+Кв), обр.3, х.К.Маркса, р.Берда, коллекция Р.М.Полуновского; 104 - кварцит (Гр+Пр+Мт+Кв), обр.4, вблизи х.Сачки, р.Берда, коллекция Р.М.Полуновского; 105 - кварцит (Гр+Би+Кв+Гф), обр.1629, Мариупольское железорудное месторождение, участок Дзержинский, скв.18 (гл.130 м), коллекция В.Б.Глевасского, Кроме того, установлено в анализах (%): 7 (роговая обманка) - Cr_2O_3 0,10; 8 (роговая обманка) - Cr_2O_3 0,19, FeO 0,05; 9 (актинолит) - Cr_2O_3 0,06; 10 (роговая обманка) - Cr_2O_3 0,14; 13 (роговая обманка) FeO 0,18; 14 (роговая обманка) - Cr_2O_3 0,18; 18 (гранат) - P_2O_5 0,29; 18 (роговая обманка) - P_2O_5 0,06, FeO 0,06; 23 (порода) - P_2O_5 0,12; 24 (биотит) - FeO 0,14; 24 (поро-

да) - P_2O_5 0,37, S 0,10; CO_2 0,11; 25 (роговая обманка) - Cr_2O_3 0,26, CO_2 0,38; 28 (диопсид) - P_2O_5 0,01, F 0,16; 28 (роговая обманка) - P_2O_5 0,02, F 0,36; 28 (биотит) - P_2O_5 0,01, F 0,90; 29 (диопсид) - P_2O_5 0,10; 29 (роговая обманка) - P_2O_5 0,08; 30 (роговая обманка) - F 0,39; 30 (биотит) - F 0,38; 30 (порода) - P_2O_5 0,09, S 0,23, CO_2 0,17; 32 (роговая обманка) - F 0,20; 32 (биотит) - F 0,20; 36 (роговая обманка) - F 0,13; 39 (роговая обманка) - S 0,08; 41 (роговая обманка) - P_2O_5 0,06; F 0,06; 43 (роговая обманка) - P_2O_5 0,09; 44 (роговая обманка) - F 0,28; 44 (порода) - P_2O_5 0,07, CO_2 0,07; 45 (роговая обманка) - F 0,32; 46 (роговая обманка) - P_2O_5 0,03, F 0,20; 47 (роговая обманка) - P_2O_5 0,08; 48 (роговая обманка) - P_2O_5 0,11; 49 (роговая обманка) - F 0,08; 49 (биотит) - P_2O_5 0,10, F 0,22; 50 (роговая обманка) - P_2O_5 0,03; F 0,28; 50 (биотит) - F 0,17; 51 (биотит) - P_2O_5 0,07; F 0,25; 52 (биотит) - F 0,23; 53 (биотит) - F 0,35; 54 (биотит) - F 0,50; 56 (биотит) - F 0,065; 57 (биотит) - P_2O_5 0,11; F 0,10; 58 (биотит) - P_2O_5 0,11, F 0,10; 59 (биотит) - F 0,20; 60 (биотит) - P_2O_5 0,06, F 0,01; 61 (биотит) - P_2O_5 0,02, F 0,24; 62 (биотит) - P_2O_5 0,03, F 0,17; 63 (биотит) - P_2O_5 0,03, F 0,38; 64 (роговая обманка) - P_2O_5 0,20; 64 (биотит) - P_2O_5 0,06, F 0,49; 65 (роговая обманка) - P_2O_5 0,06; 65 (биотит) - P_2O_5 0,09; F 0,10; 66 (роговая обманка) - P_2O_5 0,12; 66 (биотит) - P_2O_5 0,06, F 0,34; 66 (порода) - P_2O_5 0,34, SO_3 0,24; 67 (роговая обманка) - P_2O_5 0,01; F 0,20; 67 (биотит) - F 0,46; 68 (роговая обманка) - F 0,58; 68 (биотит) - F 0,85; 68 (порода) - P_2O_5 0,09, S 0,08, CO_2 0,14; 69 (роговая обманка) - F 0,40; 69 (биотит) - F 0,22; 73 (гранат) - P_2O_5 0,014; 73 (биотит) - F 0,47; 74 (биотит) - F 0,27; 75 (биотит) - P_2O_5 0,07, F 0,18; 77 (биотит) - P_2O_5 0,07, F 0,12; 79 (гранат) - P_2O_5 0,12; 81 (гранат) - P_2O_5 0,03; 82 (биотит) - P_2O_5 0,04; F 0,44; 83 (биотит) - P_2O_5 0,20; 85 (биотит) - F 0,16; SO_3 0,05; 86 (биотит) - P_2O_5 0,04, F 0,66; 87 (биотит) - P_2O_5 0,02; F 0,57; 88 (биотит) - P_2O_5 0,03, F 0,57; 89 (биотит) - P_2O_5 0,11, F 0,08; 90 (биотит) - P_2O_5 0,08, F 0,36; 91 (биотит) - P_2O_5 0,06, F 0,11; 92 (биотит) - P_2O_5 0,01, F 0,10, CaO 0,20; 96 (биотит) - F 0,36; 97 (биотит) - F 0,42; 98 (биотит) - F 0,10; 99 (биотит) - F 0,05; 100 (биотит) - F 0,04; 101 (биотит) - P_2O_5 0,03, F 0,15; 102 (биотит) - Cr_2O_3 0,26; 103 (биотит) - P_2O_5 0,09, SO_3 0,02; 104 (биотит) - P_2O_5 0,09, SO_3 0,01; 105 (биотит) - P_2O_5 0,07.

Т а б л и ц а 28. Минеральные парагенезисы

Номер образца	Геологическая структура	Парагенезис
130/67	Кальмиус-Кальчикский антаклиний	Гр ₇₇ + Пр ₅₃ + Би ₄₄ + Пл + КШ + Кв
134/67	"	Гр ₅₅ + Пм ₄₂ + Би + Пл + КШ
1370	Салтычанский антаклиний	Гр ₈₄ + Пр ₆₄ + Пм ₅₀ + Ро ₆₄ + Пл
1158	"	Пр ₃₈ + Пм ₂₆ + Ро ₇₇ + Пл ₆₀
155/60	"	Пр ₃₉ + Пм ₂₅ + Ро + Би ₂₇ + Пл + КШ + Кв
1159	"	Пр ₃₉ + Пм ₂₆ + Би ₄₇ + Пл ₂₇ + Кв
613	"	Пр ₄₇ + Пм ₂₆ + Би ₃₇ + Пл ₄₀ + Кв
49-Г	Мангушский синклиний	Гр ₈₀ + Пр ₅₈ + Пм ₄₃ + Ро ₄₈ + Пл
1303	"	Пр ₅₀ + Пм ₃₈ + Ро + Пл
19/82	"	Пр ₆₄ + Пм ₅₀ + Ро ₇₀ + Би ₂₂ + Пл ₅₇
356/503	"	Пр ₃₃ + Пм ₂₇ + Ро ₃₇ + Би + Пл
289/68	"	Пр ₅₆ + Пм ₄₂ + Би ₅₇ + Пл + КШ
141/34	"	Пр ₄₂ + Пм ₂₉ + Би ₃₇ + Пл
180/68	"	Гр ₈₇ + Пр ₅₃ + Би + Пл + КШ + Кв
466/301	"	Гр ₇₉ + Пр ₅₄ + Би + Пл + КШ + Кв
3/64	Верхнебердянская синклираль	Пр ₅₃ + Пм ₃₇ + Ро ₄₉ + Би ₄₇ + Пл
131/68	"	Пр ₄₇ + Пм ₃₂ + Ро + Би ₄₆ + Пл + КШ + Кв
131	Орехово-Павлоградская зона	Пр ₄₉ + Пм ₃₂ + Ро ₄₇ + Пл
177	"	Гр ₈₂ + Пр ₅₃ + Пм ₃₈ + Ро ₅₀ + Пл
126	"	Пр ₆₂ + Пм ₄₈ + Ро ₆₅ + Пл

- * Гр-Пр - гранат-ортопироксеновый геотермометр (Курепин, 1979).
 ** Гр-Пм - гранат-клинопироксеновый геотермометр (Курепин, 1979).
 *** Пр-Пм - двупироксеновый геотермометр (Курепин, 1979).

Т а б л и ц а 29. Минеральные парагенезисы

Номер образца	Геологическая структура	Парагенезис
13/78	Мангушский синклиний	Гр ₈₆ + Ол ₉₂ + Пр ₆₅ + Пм ₅₄ + Кв + Мт
105/233	"	Ол ₈₆ + Пр ₆₇ + Пм ₂₂ + Кв
1327	"	Гр + Пр ₆₉ + Пм ₆₀ + Мт + Кв
1279	"	Гр ₉₇ + Пр ₂₉ + Пм + Мт + Кв
227/386	"	Гр ₉₄ + Пр ₂₉ + Пм + Мт
466/200	"	Гр ₉₄ + Пр ₂₈ + Мт + Кв
460/46	"	Гр ₈₉ + Пр + Пм ₆₆ + Кв
17	"	Пр ₇₇ + Пм ₅₉ + Мт + Кв
33/458	"	Пр ₆₀ + Пм ₄₇ + Мт + Кв
102/69	"	Пр ₆₇ + Пм ₄₈ + Мт + Кв
356/524	"	Пр ₅₈ + Пм ₄₆ + Мт + Кв
502/396	"	Пр ₂₈ + Пм ₆₉ + Мт + Кв
1332	"	Пр ₂₆ + Пм ₆₄ + Мт + Кв

пород основного состава Приазовского района

Данные геотермометрии Т, К			Автор, источник
Гр-Пр*	Гр-Пм**	Пр-Пм***	
935	-	-	Т.Г. Щербакова
935	925	1065	Т.Г. Щербакова К.Е. Есипчук
-	-	835	К.Е. Есипчук
-	-	815	Хмарук, Щербаков (1965)
-	-	875	Глевасский и др. (1973)
-	-	890	К.Е. Есипчук
820	845	955	Б.Т. Яковлев
-	-	945	Е.Б. Глевасский
-	-	945	Г.Д. Кравченко
-	-	960	Р.И. Сироштан
-	-	800	Т.Г. Щербакова
-	-	960	Р.И. Сироштан
900	-	-	Т.Г. Щербакова
930	-	-	Р.И. Сироштан
-	-	800	Хмарук, Щербаков (1965)
-	-	840	Т.Г. Щербакова
-	-	865	Е.Б. Глевасский
895	-	-	Е.Б. Глевасский
-	-	935	Е.Б. Глевасский

1979).
1979).

железистых пород Приазовского района

Данные геотермометрии Т, К			Автор, источник
Гр-Пр*	Гр-Пм**	Пр-Пм***	
965	955	1060	Кравченко, Хмарук (1966)
-	-	1065	Р.И. Сироштан
-	-	1025	Глевасский и др. (1973)
1015	-	-	Глевасский и др. (1973)
865	-	-	Р.И. Сироштан
875	-	-	Р.И. Сироштан
-	1000	-	Р.И. Сироштан
-	-	955	Кравченко (1971)
-	-	1020	Г.Д. Кравченко
-	-	1005	Р.И. Сироштан
-	-	1035	Р.И. Сироштан
-	-	1055	Р.И. Сироштан
-	-	1095	Глевасский и др. (1973)

Номер образца	Геологическая структура	Парагенезис
1332-К	Мангушский синклиниорий	Pr ₅₆ +Pm ₇₀ +Mt+Kv
1321		Pr ₆₉ +Pm ₃₃ +Ku+Mt+Kv
426/60	Верхнебердянская синклиналь	Pr ₄₇ +Pm ₃₇ +Mt+Kv
109/95	Орехово-Павлоградская зона	Pr ₅₅ +Pm ₄₀ +Mt+Kv
109/111	" "	Pr ₅₂ +Pm ₄₃ +Mt+Kv
37	" "	Pr ₉₅ +Pr ₉₇ +Pm+Mt+Kv

* Гр-Пр - гранат-ортопироксеновый геотермометр (Курепин,

** Гр-Пм - гранат-клинопироксеновый геотермометр (Курепин,

*** Пр-Пм - дупироксеновый геотермометр (Курепин, 1979).

Отметим, что переработка гранулитовых парагенезисов первого этапа наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации по-разному проявилась в породах различного состава. Метапелиты, в которых минеральные равновесия легче реагируют на изменения РТ-условий, обычно переработаны интенсивнее metabазитов, отличающихся замедленностью реакций между породообразующими минералами. Вследствие этого в одном участке иногда ассоциируют породы, характеризующиеся неодинаковыми уровнями термодинамической обстановки и относящиеся к различным субфациям.

Среди продуктов гранитизации основных пород широко развиты биотит-роговообманковые гранитоиды приазовского комплекса. Методу определения условий их кристаллизации разработали Л.Л.Перчук и В.В.Фельдкин (1976). Согласно приведенным в табл.30 данным, гранитизация проходила при температуре 970 К и давления $4,9 \cdot 10^8$ Па, которое слагалось из $P_{H_2O} = 4,7 \cdot 10^8$ Па, $P_{CO_2} = 15,5 \cdot 10^5$ Па, $P_{CO} = 1,8 \cdot 10^5$ Па, $P_{H_2O} = 32 \cdot 10^5$ Па, $P_{CH_4} = 3 \cdot 10^5$ Па и $P_{Cl_2} = 50 \cdot 10^5$ Па. Эти условия соответствуют границе высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций. Для чарнокитизации, протекавшей в гранулитовой фации, определено давление $5-7 \cdot 10^6$ Па и температура (по гранат-биотитовому геотермометру) 925 К; основное отличие ее от гранитизации заключается в резком снижении парциального давления воды - до $1-1,5 \cdot 10^8$ Па.

Данные геотермометрии Т,К			Автор, источник
Гр-Пр*	Гр-Пм**	Пр-Пм***	
-	-	1015	Кравченко, Хмарук (1966) Глевасский и др. (1973) Кравченко, Хмарук (1966)
-	-	955	
-	-	955	
-	-	1020	Р.И.Сироштан
-	-	1010	Р.И.Сироштан Глевасский и др. (1973)
835	-	-	

1979);

1979);

Салтычанский антиклинорий

Породы западноприазовской серии слагают Лозоватскую антиклиналь и складки высшего порядка; в ядре антиклинория преобладают мигматиты и гранитоиды днепровского и приазовского комплексов.

Суперкрупальные толщи представлены образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций. По-видимому, гранулитовый метаморфизм первоначально был развит на всей площади антиклинория. На современном эрозионном срезе его продукты сохранились в виде реликтов основных кристаллосланцев с парагенезисом Пр-Пм-Пл+Мт. Иногда в них встречается гранат ($f = 86$) с пониженным содержанием пиропового (до 11%) и повышеннымgrossулярового (до 18%) миналов. Замещение пироксенов буро-зеленой роговой обманкой ($f = 64$), очевидно, связано с диафорезом регрессивной стали. В этих породах пироксены отличаются высокой железистостью ($f_{Pr} = 64$, $f_{Pm} = 50$) и низкой глиноземистостью (Al_2O_3 в ортопироксене 0,24, в клинопироксене 0,89%); в безгранатовых парагенезисах $f_{Pr} = 38$, $f_{Pm} = 26$ Al_2O_3 в ортопироксене - 1,66, в клинопироксене - 2,11%. Это свидетельствует о том, что гранат развивается только в высокожелезистых породах и не связан с повышением давления. Температура равновесия в гранатсодержащих кристаллосланцах 925-935 К (см. табл.28), что соответствует роговообманко-гранулитовой субфации. С гранитизацией основных кристаллосланцев связано образование

чарнокит-эндербитов ($\text{Pr}_{38-39} + \text{Pm}_{26-30} + \text{Po} + \text{Bi}_{34} + \text{Pl} + \text{Kv} + \text{KШ}$). Более низкие температуры их образования (815-890 К), вероятно, обусловлены мигматизацией в условиях амфиболитовой фации.

Амфиболитовая фация основных пород представлена клинопироксеновыми и обычными амфиболитами; роговая обманка в них изменяется от близкой к гастингситу до эденита. Уменьшение ее глиноземистости, главным образом Al_{IV} , свидетельствует о снижении давления при переходе от гранулитовой к амфиболитовой фации. При метасоматической переработке амфиболитов в условиях повышенной щелочности возникают роговообманко-биотитовые гнейсы ($\text{Po}_{46-56} + \text{Bi}_{47-56} + \text{Pl}_{25-38} + \text{Kv} + \text{KШ}$), у которых содержание TiO_2 в биотите составляет в среднем 3,60%. Дальнейшее повышение щелочности способствует развитию биотитовых и роговообманково-биотитовых мигматитов и мигматит-гранитоидов.

Метапелиты, развитые ограниченно, представлены гранат-биотитовыми гнейсами ($\text{Gr}_{79} + \text{Bi}_{46} + \text{Pl} + \text{KШ} + \text{Kv}$) биотит-силлиманит-ортоклазово-субфации амфиболитовой фации. Температура их образования по гранат-биотитовому геотермометру - 925 К, $P = 6,1 \cdot 10^8$ Па (см. табл. 26). Количество TiO_2 в биотите - 2,66%, гранат содержит 21% пиропового и 6% спессартинового миналов. К реликтам гранулитовой фации относятся бескварцевые сапфирин-кордиерит-биотитовые сланцы с примесью силлиманита и ортопироксена (Гусанов и др., 1979); изученность этих пород недостаточна для установления их субфациальной принадлежности. Развитие кордиерита по сапфирину свидетельствует о снижении P -условий, а наличие ортопироксена позволяет предположить, что данный парагенезис развивался по породам гиперстен-силлиманитового состава. Сапфиринсодержащие кристаллосланцы подобны аналогичным образованиям Сутамского блока (Кориковский, 1979).

Подчиненно развиты железистые породы с парагенезисом $\text{Pr}_{54-74} + \text{Pm}_{36-50} + \text{Mt} + \text{Kv}$. Поскольку в недосыщенных калием кварцсодержащих породах ортопироксен устойчив не только в гранулитовой, но и в амфиболитовой фациях (Кориковский, 1979), а также учитывая повышенную железистость пироксенов и иногда встречающуюся ассоциацию итабиритов с роговообманко-биотитовыми гнейсами, их можно отнести к образованиям амфиболитовой фации.

Мало распространенными, но весьма специфическими являются известково-силикатные породы с ассоциациями $\text{Gr} + \text{Pm}_{32-46} + \text{Pl}_{55-65} + \text{Ск}$, Mt ; гранаты в зависимости от окислительного потенциала бывают как существенно просуляровыми, так и андрацитовыми (в ассоциации с магнетитом). В них наблюдаются реакционные взаимоотношения между гранатом и клинопироксеном; отсутствует сопряженность составов этих минералов

Т а б л и ц а 30. Параметры состава биотита и роговой обманки в гранитоидах приазовского комплекса

Номер образца	$Mn/(Mn + Fe + Mg)$		K_{ρ}^{Mn}	$-\lg K_{\rho}^{Mn}$	$X_{Al^{IV}} = \frac{Al^{IV}}{Al^{IV} + Fe + Mg + Mn}$		$K_{Al^{IV}}$	$\bar{X}_{K_2O} = K/(K + Na)$		\bar{X}_{K_2O}
	Би	Р0			Би	Р0		Би	Р0	
33/29	0,006	0,010	0,598	0,223	0,016	0,026	0,609	0,942	0,345	0,644
43/6	0,007	0,012	0,580	0,236	0,076	0,078	0,972	0,968	0,382	0,675
С-135	0,007	0,009	0,776	0,110	0,046	0,015	3,067	0,834	0,277	0,556
28/68	0,005	0,009	0,553	0,257	0,104	0,057	1,920	0,943	0,251	0,597
569	0,007	0,008	0,874	0,058	0,059	0,088	0,870	0,906	0,419	0,663
1/68	0,007	0,012	0,580	0,236	0,073	0,018	4,296	0,971	0,425	0,698
Среднее	0,006	0,010	0,660	0,187	0,062	0,047	1,956	0,927	0,350	0,639

и основности плагиоклаза с кальциевостью граната, а в скаполитовых разностях – с содержанием мейнитового компонента. Все это отражает неравновесное состояние и незавершенность процессов метасоматической переработки. Отсутствие волластонита позволяет отнести известково-силикатные породы к гроссуляровой фации глубинности (Коржинский, 1940). Наблюдаемые в них минеральные ассоциации соответствуют высокотемпературной амфиболитовой фации.

Ультрабазиты представляют собой продукты регрессивного метаморфизма перидотитов и пироксенитов. В разломных структурах они подвергались воздействию низкотемпературного метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и характеризуются парагенезисами $At+Tr+Ol_{17-19}$, $Ак+At$, $At+Tr+Ак$, $At+Tr$, $Ак+Tr+Хл$, $Хл+Tr$, $Хл+Ак$, $Ср+Tr$, $Кр+Та$.

Особенности парагенезисов в породах Салтычанского антиклиналя свидетельствуют о полиэтапности их формирования. Метаморфическая зональность – от гранулитовой фации в Лозоватской антиклинали до амфиболитовой в ядре антиклинория – отражает неравномерность переработки гранулитовых парагенезисов при метаморфизме амфиболитовой фации. С последним связаны интенсивная мигматизация, гранитизация и образование палланговых гранитоидов приазовского комплекса, представленных обиточненскими диоритами, тоналитами и салтычанскими гранитами. Роговые обманки из диоритов и тоналитов содержат повышенные количества Al_{IV} (1,62–1,82 ф.е.) и щелочей (до 0,69 ф.е.) (Цуканов, 1977). По распределению Са и щелочей между роговой обманкой и плагиоклазом, а также Mg и Fe между биотитом и роговой обманкой температура их кристаллизации равна 925–975 К (Перчук, 1970), что соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации. Температура кристаллизации салтычанских гранитов по двуполюсшпатовому геотермометру ниже (Чашка, 1967).

Верхнебердянская синклинали

В развитых здесь основных породах и метапелитах прослеживается метаморфическая зональность: от гранулитовой с наложенным амфиболитовым метаморфизмом на западе до амфиболитовой с редкими реликтами гранулитовой – на востоке.

Основные породы гранулитовой фации представлены кристаллосланцами роговообманко-гранулитовой субфации с парагенезисом $Pr_{53}+Pm_{37}+Po+Pl_{45-60}$; роговая обманка ($f = 48-50$, $TiO_2 = 1,120$) занимает промежуточное положение между обыкновенной роговой обманкой и гастингситом; иногда встренается бурый биотит ($f = 47$,

$TiO_2 = 2,59\%$). Гранитизация кристаллосланцев приводит к образованию чарнокитов с парагенезисом $Pr_{47}+Pm_{32}+Po+Bi_{45}+Pl+Kш+Kв$; состав фемических минералов при этом изменяется мало, но наблюдается деанортитизация плагиоклаза, развитие антипертитового калиевого полевого шпата и кварца. В амфиболитовой фации основные породы представлены клинопироксенсодержащими и обычными амфиболитами; в первых $f_{Po} = 49-51$, во вторых - $37-40$. При их гранитизации возникают биотит-роговообманковые гнейсы с $f_{Bi} = 56$.

Метапелиты гранулитовой фации - гнейсы и сланцы с парагенезисом $Gr+Ko+Bi+Si+Pl+Kш+Kв$ - относятся к гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации. Биотит в них ($f = 42-47$) обладает повышенной титанистостью ($TiO_2 = 3,00-4,77\%$); содержание пиропового минала в гранате $28-30\%$, что соответствует алданской фации глубинности (Маракушев, 1965). Рассчитанная по паре $Gr-Bi$ температура составляет 960 K , давление $6,8 \cdot 10^8\text{ Па}$ (см. табл. 26).

В амфиболитовой фации (биотит-силлиманит-ортоклазовая субфация) развиты гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы (сланцы) и недосыщенные калием гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы. В парагенезисе $Bi+Pl+Kв$ $f_{Bi} = 52$, содержание $TiO_2 - 3,11\%$, в присутствии граната соответственно 61 и $4,36\%$; содержание широпового минала в гранате 21% . В парагенезисе $Gr+Bi+Si+Pl+Kш+Kв$ гранат несколько более магнезиальный ($f = 71$, содержание гиропы 28%). PT -условия метаморфизма метапелитов более высокие, чем в ядре Мангунского синклиория.

Изредка встречающиеся в Верхнебердянской синклинали железистые породы представлены итабиритами с парагенезисом $Pr_{45}-Pm_{31}-Mt-Kв$.

Кальчик-Кальмиусский антиклинорий

Метаморфические образования западноприазовской серии, представленные главным образом основными породами, установлены на западном крыле антиклинория; ядерная часть и восточное крыло сложены гранитоидами.

С архейским метаморфизмом связано формирование кристаллосланцев ($Pr_{55}+Pm_{42}+Pl+Bi, Kш$), относящихся к роговообманко-гранулитовой субфации гранулитовой фации. Замещение ортопироксена биотитом с повышенной железистостью ($f = 47$) и титанистостью ($TiO_2 = 4,93\%$), а также появление калиевого полевого шпата связано с началом эндербитизации. В дальнейшем образуются чарнокит-ендербиты с парагенезисом $Pr-Bi-Pl-Kш-Kв$; $f_{Bi} = 45$, содержание $TiO_2 - 4,73\%$. В чарнокитах иногда встречается гранат следующего

минального состава (в %): алмандина 72, пироп 22, спессартина 2, гроссуляра 2, андрацита 2, $f = 77$. Низкая кальциевость граната свидетельствует о том, что он развивался по ортопироксену и не связан с повышением давления; образование его, скорее всего, контролируется железистостью пород (не менее 60). Температура образования чарнокитов по гранат-ортоклазовому и гранат-биотитовому геотермометрам - 925-935 К (см. табл. 28). Наложение метаморфизма в условиях высокой амфиболитовой фации приводит к формированию клинопироксеновых амфиболитов ($\text{Pm}_{45} + \text{Po}_{52} + \text{Bi}_{57} + \text{Pl} + \text{Kш} + \text{Кв}$), очевидно, соответствующих по степени метаморфизма биотит-силлиманит-ортоклазовой субфации метапелитов.

К Кальчик-Кальмиусскому антиклинорию приурочен наиболее крупный массив биотитовых гранитов анадольского типа и обширное поле связанных с ним мигматитов. Температура кристаллизации гранитоидов по двуполевошпатовому термометру 855 К (Цуканов, 1977).

Локальное развитие эпидот-амфиболитовой фации приурочено к зонам разломов с вертикальным перемещением отдельных блоков. Так, по р. Мокрой Болновах вблизи зоны сочленения с Донбассом встречены амфиболиты ($\text{Po} + \text{Эп} + \text{Pl} + \text{Кв}$) с сине-зеленой роговой обманкой.

Мангушский синклиорий

В ультрабазитах, образующих небольшие теластовые тела среди железистых пород, развиты парагенезисы $\text{Ol}_{16-17} + \text{Pr}_{16-18} + \text{Po}_{14-16}$ и $\text{Pr}_{33} + \text{Pm}_{22} + \text{Po}_{26}$; они представляют собой продукты метаморфизма пегидотитов в условиях амфиболитовой фации. Роговая обманка характеризуется умеренной глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 9-11\%$) и низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0,32-0,92\%$). Отсутствие плагиоклаза и граната при наличии аксессуарной шпинели позволяет относить их к форстерит-шпинелевой фации глубинности (Лутц, 1965). Вблизи разрывных нарушений в связи с привнесом К вместо роговой обманки иногда развивается флогопит ($f = 15-23$) или биотит с низкой железистостью (31) и титанистостью (TiO_2 менее 2%).

Основные породы представлены кристаллосланцами и амфиболитами соответственно гранулитовой и амфиболитовой фаций. Для первых наиболее характерен парагенезис $\text{Pr} + \text{Pm} + \text{Po} + \text{Pl}$ роговообманко-двупироксеновой субфации; реже встречается безамфиболитовая двупироксеновая ассоциация. Ортопироксен отличается невысокой глиноземистостью (Al_2O_3 в среднем 1,39%), $f_{\text{пр}} = 40-60$ (наименьшая - в безамфиболитовых разностях), $f_{\text{пм}} = 28-42$. Буро-зеленая роговая

обманка с $f = 46-57$ характеризуется повышенным содержанием титана (TiO_2 - более 2%) и по составу приближается к гастингситу. Она замещается зеленой роговой обманкой, более железистой ($f = 57-60$) и менее титанистой (TiO_2 - 1-2%). Часто в двупироксеновых парагенезисах встречается темно-бурый биотит с $f = 46-52$ и содержанием TiO_2 4,5-5,3%.

Иногда наблюдается парагенезис $Gr+Pr+Pm+Po+Pl$, в котором гранат содержит пиропового минала 20, гроссулярового 6, андрадитового 3 и спессартинового 6%. Развитие граната только в кристаллосланцах с высокой железистостью ($f = 70$) указывает на связь его с составом породы, а не с повышением давления (Глебовицкий, 1973). Температура образования кристаллосланцев по двупироксеновому геотермометру составляет 945-960 К, лишь в калишпатизированных разностях она снижается до 800 К; гранатсодержащие парагенезисы, приближающиеся к чарнокитоидам, характеризуются температурой равновесия пары $Gr-Pr$ 900-930 К (см. табл. 28). В участках переработки гранулитовой фации амфиболитовым метаморфизмом кристаллосланцы сменяются амфиболитами с парагенезисами $Pm+Po+Pl$ и $Po+Pl$. В них развита обыкновенная роговая обманка с $f = 38-44$ и пониженной титанистостью ($TiO_2 = 0,6-0,8\%$).

Ультраметаморфизм основных пород проходил в условиях как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций. В первом случае возникают чарнокит-эндербиты с парагенезисом $Pr+Pm+Po+Pl+Kш+Kв+Би$. По безамфиболитовым ортопироксеновым кристаллосланцам развиваются гиперстеновые эндербиты, иногда с гранатом ($f = 87$). При гранитизации основных пород в амфиболовой фации возникают роговообманко-биотитовые и биотитовые мигматиты, связанные постепенными переходами с гнейсами и палингенными гранитоидами.

В метапелитах Мангушского синклинория нет мусковита и ставролита, а из полиморфов Al_2SiO_5 развит только силлиманит, что свидетельствует о принадлежности их к силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой субфациям амфиболитовой и гранулитовой фаций. В недосыщенных калием плагиогнейсах с парагенезисом $Би+Pl+Kв$ биотит характеризуется $f = 61-66$ и средним содержанием TiO_2 3,97%, в ассоциации с гранатом соответственно 40-42 и 4,58%; содержание пиропового минала в гранате составляет 18-34% (в ядре синклинория 18-25, на крыльях 21-34%).

Высокоглиноземистые насыщенные калием метапелиты характеризуются парагенезисами $Gr+Би+Си+Pl+Pl+Kш+Kв$ и $Gr+Би+Ко+Си+Kш+Kв$. В бескордиеритовых гнейсах в ядре синклинория силлиманит пред-

ставлен фибролитом, развивающимся по биотиту; содержание пиропового минала в гранате 24–28%. Эти породы относятся к кварц-силлиманитовой субфации кислотного выщелачивания; понижение P-T-условий подтверждается куммингтонитизацией ортопироксена в ассоциирующих с ними железистых кварцитах. На крыльях синклиория в аналогичных метапелитах силлиманит часто носит черты метаморфогенного генезиса и не имеет реакционных взаимоотношений с биотитом; последний здесь отличается повышенной титанистостью ($TiO_2 = 4,84\%$); а гранат – повышенным содержанием пиропового минала (37–38%). Подобные ассоциации отвечают силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации.

Парагенезисы гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации (Gr+Bi+Ko+Si+Pl+Kfs+Kv) встречаются на крыльях синклиория. Биотит в них характеризуется высокой железистостью (51–55) и титанистостью ($TiO_2 - 4,78-4,89\%$); содержание пиропового минала в гранатах 18–27%, что сближает их с гранатами метапелитов ханкайской фации глубинности (Маракушев, 1965).

Метаморфизм метапелитов гранулитовой фации характеризуется температурой 945–960 К и давлением $7,0-7,6 \cdot 10^8$ Па (см. табл. 26). В парагенезисах амфиболитовой фации температура составляет 920–940 К при давлении $5,8-6,0 \cdot 10^8$ Па (иногда $7,7 \cdot 10^8$ Па). Метаморфический индекс Фроста (4,7–4,8) соответствует границе гранулитовой и амфиболитовой фаций. Низкие значения дискриминантной функция биотитов (62,0–71,2) свидетельствуют о метаморфизме в условиях пониженного давления; единичные более высокие цифры (73,6 и 75,6) можно рассматривать как реликты раннего глубинного метаморфизма. Повышение P-T-условий метаморфизма метапелитов от амфиболитовой фации в ядре структуры до гранулитовой – на крыльях отражает метаморфическую зональность. Однако она маскируется широким развитием гранитизации и наложением регрессивного метаморфизма в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации.

В железистых породах синклиория развиты парагенезисы $Pr_{47-78} + Pm_{33-69} + Mt + Kv$, $Gr_{84-94} + Pr_{78} + Mt + Kv$, $Gr_{84-91} + Pr_{69-79} + Pm_{60-66} - Mt + Kv$ и др. Весьма характерно наличие эвлизитовых парагенезисов $Ol_{93-96} + Pr_{86-88} + Pm_{79} + Mt$, Kv и $Gr_{88-95} + Ol_{93-96} + Pr_{86-88} + Pm_{79-83} + Mt, Kv$; температура равновесия для них – 1055 – 1070 К (см. табл. 29), давление, согласно экспериментальным исследованиям В.И.Фонарева и др. (1978), составляет $6,6-7,1 \cdot 10^8$ Па; по термодинамическим расчетам В.А.Курепина (1980), оно несколько ниже – $5-6 \cdot 10^8$ Па. Парагенезисы железистых пород малоинформатив-

ны с точки зрения определения фациальной принадлежности, так как железистость минералов зависит в них не столько от РТ-условий, сколько от окислительного потенциала (Добрецов и др., 1971; Си-роштан и др., 1979). Ортопироксен здесь устойчив в гранулитовой, амфиболитовой и, возможно, в эпидот-амфиболитовой фациях (Кориковский, 1979). Однако, учитывая ассоциацию железистых пород с дуопироксеновыми кристаллосланцами, основную массу их также следует относить к гранулитовой фации. Наряду с этим широко проявляется наложение амфиболитового метаморфизма в виде замещения ортопироксена куммингтонитом и вторичной роговой обманкой.

Карбонатные породы в ядре синклинория представлены мраморами и кальцифирами с парагенезисами гранулитовой фации: $Ol+Pm+Kfs+Шп$, Фл и $Ol+Ka+Do+Шп$, Фл. Развитие доломита при отсутствии периклаза свидетельствует о том, что температура метаморфизма не превышала 1075 К, а доля CO_2 в общем давлении была достаточно высокой. С последним, очевидно, связано и почти полное отсутствие волластонита, что позволяет отнести их к безволластонитовой фации глубинности (Коржинский, 1940). При понижении температуры, сопровождавшемся привнесом SiO_2 и повышением активности воды, ассоциации форстерит-диопсид-кальцитовой субфации сменяются парагенезисами $Ol+Tr+Ka$ и $Pm+Tr+Do$ амфиболитовой и $Pm+Tr+Ka$ и $Tr+Ka+Do$ эпидот-амфиболитовой фаций; с низкотемпературным метасоматозом связана серпентинизация оливина.

На крыльях синклинория встречаются известково-силикатные породы, которые можно рассматривать как апокربонатные скарны. Их минеральные ассоциации ($Pm+Pl+Sk+Ka+Kv$, $Gr+Pm+Sk+Ka$, $Gr+Pm+Pl+Kv$ и др.) характеризуются неравновесностью, отсутствием сопряженности составов минералов и реакционными взаимоотношениями между ними. Содержание мейонитового компонента в скаполите изменяется от 27 до 75%, замещаемый им плагиоклаз бывает как более, так и менее основным, чем скаполит; $f_{\text{пл}} = 25-50$, в ассоциации с гранатом — до 84. Гранат также отличается непостоянством состава (гроссуляра 20-89, андрадита 4-67%), что, очевидно, зависит от величины потенциала кислорода.

Парагенезисы метаморфических пород Мангушского синклинория свидетельствуют о проявлении здесь по крайней мере двух этапов метаморфизма. Гранулитовая фация сохраняется в виде реликтов среди преобладающей амфиболитовой фации, в основном в брахиформных структурах, а также на крыльях синклинория. Второй этап метаморфизма обусловил переработку ранее возникших минеральных ассоциаций и сопровождался интенсивной мигматизацией.

Корсаковский синклиорий

Породы центральноприазовской серии этой структуры первоначально были метаморфизованы в гранулитовой фации, затем повторно переработаны в условиях амфиболитовой, а местами — эпидот-амфиболитовой фаций. Вследствие интенсивной мигматизации они обычно сохраняются в виде отдельных останцов (участки Куксунгур, Каменная Могила, Корсак-Могила и др.). В зоне, примыкающей к Западно-Приазовскому разлому, наблюдаются парагенезисы как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций; восточнее, вплоть до Лозоватской антиклинали, преобладают мигматиты, среди которых реликты гранулитовой фации встречаются крайне редко. Основные породы в гранулитовой фации представлены двушироксеновыми кристаллосланцами ($\text{Pr} + \text{Pm}_{27} + \text{Pl} + \text{Gr}$, Mt), реже встречается парагенезис $\text{Pm}_{52} + \text{Po} + \text{Pl}$. Кристаллосланцы связаны постепенными переходами с рогообманко-биотитовыми гнейсами ($\text{Po} - \text{Bi} - \text{Pl} - \text{Kv} + \text{Kш}$), в которых $f_{\text{Po}} = 49-55$ (при актинолитизации 22), биотит буровато-коричневый, $f = 46-52$, $\text{TiO}_2 = 2,61-3,38\%$.

Основная масса метапелитов относится к амфиболитовой фации, наиболее типичны недосыщенные калием плагиогнейсы ($\text{Gr} + \text{Bi} + \text{Si} + \text{Pl} + \text{Kv}$). Биотит в них низкотитанистый ($\text{TiO}_2 = 1,28-2,42\%$) с $f = 50-56$; содержание пиропового минала в гранате 14-17%. По гранат-биотитовому геотермометру температура формирования (вернее, повторного метаморфизма) метапелитов составляет 870-910 К при давлении $4,6-4,8 \cdot 10^8$ Па; метаморфический индекс Фроста — 4,53-4,66 (см. табл. 26). Эти цифры соответствуют параметрам силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации (Глебовицкий, 1973). Иногда в условиях кислотного выщелачивания биотит замещается мусковитом. Весьма редко в виде реликтов среди гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов встречается парагенезис $\text{Gr}_{65} - \text{Pr}_{55} - \text{Ko}_{47}$ (Кравченко, Яковлев, 1976), считающийся наиболее типичным для гранулитовой фации (Фации метаморфизма..., 1970 и др.). Однако в недосыщенных калием породах он возможен и на более низких ступенях метаморфизма (Кориковский, 1979). Учитывая относительно высокую железистость минералов, этот парагенезис может представлять как низкую гранулитовую, так и высокую амфиболитовую фации при пониженном давлении. В глиноземистых породах с повышенной железистостью на участке Корсак-Могила встречен парагенезис $\text{Gr}_{69} + \text{Pr}_{42} + \text{Же}_{39}$ (Глевасский и др., 1971). Высокое содержание пиропового минала в гранате (31%) и высокая глиноземистость ортопирксена ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,89\%$)

позволяют отнести его к гранулитовой фации. Однако температура, очевидно, не превышала 1075 К, что подтверждается отсутствием $\text{Pr}+\text{Ko}+\text{Si}$ парагенезисов в метапелитах и периклаза в карбонатных породах. Для последних известны парагенезисы как гранулитовой ($\text{Ol}+\text{Ka}+\text{Do}+\text{Шп}+\text{Фл}$), так и амфиболитовой фаций ($\text{Пм}+\text{Ka}+\text{Do}$).

Среди железистых пород встречаются итабириты с парагенезисами $\text{Pr}-\text{Mt}-\text{Kv}$ и $\text{Пм}-\text{Mt}-\text{Kv}$ неопределенной фациальной принадлежности. Высокая железистость ортопироксена (77–80) и ассоциация с биотит–силлиманитовыми гнейсами свидетельствуют о принадлежности их к амфиболитовой фации. Вследствие широко проявленной амфиболитизации пироксенов преобладают парагенезисы $\text{Pr}+\text{Ku}+\text{Mt}+\text{Kv}$ и $\text{Пм}+\text{Ак}+\text{Mt}+\text{Kv}$, в которых амфиболы иногда полностью вытесняют пироксены. В начальные стадии мигматизации по пироксенам и бескальциевым амфиболам развивается сине–зеленая роговая обманка. Часто встречающиеся сноповидные агрегаты амфиболов указывают на постскладчатое их образование. На участке Куксунгур встречены железистые породы с маложелезистым куммингтонитом ($f = 23$) и антофиллитом ($f = 19$) (Кравченко, Яковлев, 1976). Совместное нахождение их свидетельствует о сравнительно низкой температуре образования, отвечающей эпидот–амфиболитовой фации.

Орехово–Павлоградская зона

Орехово–Павлоградская зона ограничена Орехово–Павлоградским и Западно–Приазовским глубинными разломами. Сочетание складчатых структур и многочисленных разломных нарушений, а также интенсивная гранитизация настолько усложнили ее геологическое строение, что обычно здесь устанавливаются лишь отдельные моноклинальные пачки, чешуи или блоки метаморфических пород среди преобладающих мигматитов. Стратиграфическое расчленение суперкрупных толд также дискуссионно из–за отсутствия четких критериев для различия архейских и нижнепротерозойских образований.

Здесь, как и в Приазовье, наблюдается наложение метаморфизма амфиболитовой фации на ранее сформированные гранулитовые парагенезисы, причем последние сохраняются лишь в виде реликтов. Наиболее распространены они в северной части зоны – на Васильковском участке, сложенном породами центральноприазовской серии (Жуков и др., 1978), где устанавливается два разорванных во времени этапа регионального метаморфизма. Первый, синхронный со складчатостью, фиксируется по реликтовым парагенезисам высокой амфиболитовой или гранулитовой фации умеренных давлений.

В метapelитах парагенезис Gr+Bi+Si+Pl+Kш-Kв представляет силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовую (Глебовицкий, 1973) или силлиманит-биотит-ортоклазовую (Кориковский, 1979) субфации амфиболитовой и гранулитовой фаций. В амфиболитовой фации биотит характеризуется $f = 44-51$ при содержании TiO_2 3,26-4,28%; количество пиропового минала в гранате около 20%. Температура равновесия этой пары составляет 905-940 К, давление 4,8-5,2·10⁸ Па (см. табл.26). В гранулитовой фации $f_{Bi} = 34$, TiO_2 - 4,63-5,16%; меньше изменяется состав граната, содержание пиропы в нем 23-27%. При повышении температуры биотит и силлиманит вытесняются кордиеритом, который развивается и по гранату в виде кварц-кордиеритовых симплектитовых каемок. В ассоциации Gr+Bi+Ko+Si+Kш+Kв $f_{Bi} = 38$, количество TiO_2 5,16, пиропового минала в гранате 33%. По смене парагенезисов метapelитов и состава слагающих их минералов на Васильковском участке устанавливается метаморфическая зональность с возрастанием с запада на восток PТ-условий от силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации до силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации.

Железистые породы, представленные парагенезисами Pr+Pm+Mt+Kв, Pr+Gr+Mt+Kв и Pr+Gr+Ol+Kв, ассоциируют с метapelитами амфиболитовой фации и, по-видимому, метаморфизованы в тех же PТ-условиях. Ортопироксены в них малоглиноземистые ($Al_2O_3 = 0,20-0,37\%$) и в большинстве случаев высокожелезистые ($f = 78-81$, в ассоциации с оливином 90,5), но в обогащенных магнетитом породах железистость их снижается до 52-55. Температура метаморфизма по двупироксеновому геотермометру составляет 1010-1020 К, по гранат-ортопироксеновому - 835 К (см. табл.29). При гранитизации в железистых породах развиваются биотит ($f = 78$) и калиевый полевой шпат.

Среди пород основного состава преобладают амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы с обыкновенной зеленой роговой обманкой ($f = 40-60$), часто образующей диабластовые срастания с пироксенами. Иногда встречается гранат с повышенной железистостью и кальциевостью ($f = 82$, содержание гроссулярового минала 19%). Кристаллосланцы относятся к роговообманково-гранулитовой субфации гранулитовой фации, и перемежаемость их с гранат-биотит-силлиманитовыми гнейсами высокой амфиболитовой фации - проявление неоднородного синметаморфизма в породах различного состава. Температуры по гранат-пироксеновому и двупироксеновому геотермомет-

рам -895 и 865-935 К - (см.табл. 28) явно занижены, очевидно, в связи с наложением более низкотемпературного метаморфизма. Редко встречаются амфиболиты, ассоциирующие с железистыми породами и метапелитами амфиболитовой фации.

Сложное сочетание метаморфических фаций наблюдается на Тер-сянском участке, где установлены два разделенных разломом блока (Жуков и др., 1978). В западном, представляющем моноклинальную полосу пород западноприазовской серии, развиты хлоритсодержащие ассоциации, что связано с наложением зеленосланцевого метаморфизма на амфиболитовые парагенезисы. Последние выступают в виде реликтовых парагенезисов $Pr+Ku$, $Gr+Bi$ и $Ro+Pl$. В восточном блоке намечается брахисинклиналиная структура, сложенная породами центральноприазовской серии. Здесь развиты типичные парагенезисы амфиболитовой фации: $Gr+Bi+Si$ в метапелитах и $Pr+Ku$ в железистых породах.

К югу от этих участков останцы метаморфических пород среди мигматитов характеризуются парагенезисами амфиболитовой фации - биотит-силлиманитовой ассоциацией в метапелитах и амфибол-пироксеновой - в железистых породах. Амфиболы (куммингтонит и актинолит) развиваются соответственно по орто- и клинопироксену. Очевидно, на прогрессивном этапе метаморфизма сформировались дву-пироксеновые итабириты, амфиболитизация их связана с регрессивным метаморфизмом постскладчатого этапа, что подтверждается развитием сноповидных агрегатов амфибола.

В ультрабазитах установлены парагенезисы $Ol_{19}+Pr_{17}+Шп+Ро$, $Ol_{19}+Pr_{17-19}+Пм+Шп+Ро$ (материалы А.Б.Фомина). Как и в Мангушском синклинии, они представляют собой продукты метаморфизма перидотитов и пироксенитов в условиях амфиболитовой фации и могут быть отнесены к форстерит-шпинелевой фации глубинности (Лутц, 1965). В зонах разрывных нарушений ультрабазиты испытали влияние метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, в связи с чем в них развиваются парагенезисы $At+Tr+Ol_{19}$, $At+Tr+Pr_{17-19}+Ol_{19}$, $Sr+Хл+Ол$, $Sr+Tr$.

Сложное складчато-блоковое строение Орехово-Павлоградской зоны, дискуссионность вопросов стратиграфии осадочно-вулканогенных толщ и интенсивная их мигматизация затрудняют выяснение последовательности метаморфических процессов.

Очевиден синскладчатый характер основного метаморфизма пород центральноприазовской серии. По-видимому, ему предшествовал метаморфизм пород западноприазовской серии, однако само выделе-

ние последней часто проблематично. Прогрессивный метаморфизм раннепротерозойского времени проходил в условиях гранат-биотит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации, а иногда достигал гранат-кордиерит-биотитовой субфации гранулитовой фации. С периодом затухания орогенеза или с посторогенным этапом связан регрессивный метаморфизм в более низкотемпературной амфиболитовой фации. Локально, в непосредственной близости к разломам, проявился еще более поздний зеленосланцевый метаморфизм (хлоритизация амфиболов и биотита), накладывающийся на амфиболовые парагенезисы, минуя эпидот-амфиболитовую фацию.

Гуляйпольская брахисинклиналь

Породы гуляйпольской свиты, развитые в одноименной структуре, относятся к верхам нижнего протерозоя. Они отличаются низким уровнем метаморфизма и отсутствием проявлений гранитизации и мигматизации.

Для метапелитов характерны парагенезисы Би+Му+Кв, Гр+Би+Му+Кв, Гр+Би+Кв и Ст+Би+Му+Анд+Кв. В верхней подсвите нет ставролита и андалузита и развиты двуслюдяные гранат-биотитовые и хлорит-мусковитовые сланцы. В двуслюдяном и хлоритсодержащем парагенезисе $f_{\text{Би}} = 43-45$ содержание TiO_2 1,74-1,94%. Хлорит (клинохлор с железистостью 35-40) скорее всего является реликтом зеленосланцевой фации. В ассоциации с гранатом $f_{\text{Би}}$ возрастает (52-55), $f_{\text{Гр}} = 83-91$ при несколько повышенной марганцовистости (спессартина 8-12%). В нижней подсвите развит парагенезис Ст+Би+Му+Анд+Кв. Низкое содержание ставролита и скелетный облик его кристаллов в верхней части подсвиты свидетельствуют о начале его зарождения и позволяют проводить ставролит-биотитовую изограду по стратиграфическому контакту нижней и верхней подсвит. С глубиной количество, размеры и идиоморфизм кристаллов ставролита увеличиваются; $f_{\text{Гр}} = 80-83$, $f_{\text{Би}} = 47-50$, как и в верхней подсвите, биотит отличается высокой глиноземистостью (Al_2O_3 -18-21%). Мусковит в ставролитовых и в бесставролитовых парагенезисах характеризуется низкой фенгитовостью (менее 7%) и почти одинаковой натриевостью (12-17%).

Железистые породы представлены джесперами и сланцами с парагенезисами Ku_{75} -Мт-Кв и Би₆₂₋₆₅- Ku_{75} -Мт-Кв. Куммингтонит, часто образующий сноповидные агрегаты, замещается рибекитом.

Рассмотренные парагенезисы относятся к низкотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации. Смена минеральных ассоциаций в метапелитах отражает прогрессивную направленность метаморфизма,

обуславливающую метаморфическую зональность. Парагенезисы верхней терригенной толщи представляют наиболее низкотемпературную ставролит-хлоритовую субфацию (Фации метаморфизма, 1970; Кориковский, 1979); в нижней подсвите развиты более высокотемпературные парагенезисы андалузит-биотит-ставролитовой субфации. Температура метаморфизма по биотит-мусковитовому геотермометру составляет 715, по гранат-биотитовому - 775 К при давлении $1,7 \cdot 10^8$ Па. Малая глубинность позволяет отнести породы Гуляйпольской брахисинклинали к образованиям андалузитового комплекса.

Сорокинская зона

Сорокинская зона представляет собой грабен-синклиналь (?), ограниченную разломами северо-западного простирания. В строении ее участвуют осадочно-вулканогенные образования осипенковской свиты - метапелиты, metabазиты, ультрабазиты, железистые и карбонатные породы с парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации; характерно отсутствие мигматизации и гранитизации.

В высокожелезистых метапелитах развиты ставролитсодержащие ассоциации: $\text{Гр}+\text{Ст}+\text{Би}+\text{Му}+\text{Анд}$ (или Си)+ Кв , $\text{Гр}+\text{Ст}+\text{Би}+\text{Си}+\text{Кв}+\text{Пл}$, $\text{Ст}+\text{Би}+\text{Анд}+\text{Кв}+\text{Пл}$, а также $\text{Би}+\text{Си}+\text{Кв}$, $\text{Би}+\text{Му}+\text{Кв}$, $\text{Му}+\text{Кв}$ и др., что свидетельствует о принадлежности к высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации. В зависимости от наличия андалузита или силлиманита выделяются андалузит-биотит-ставролит и силлиманит-биотит-ставролитовая субфации; первая развита в центральном, относительно опущенном блоке, ограниченном поперечными разломами.

Биотит обеих субфаций имеет сходный состав: $f - 43-48$, $Ti O_2 = 1,27-1,74$, $Al_2 O_3 = 19,23-22,13\%$. Высокая глиноземистость определяет его принадлежность к истонит-сидерофиллитовому ряду; $f_{\text{Cr}} = 75-80$, $f_{\text{P}} - 85$ при содержании 75-80% алмандинового и 15% пиропового минералов, марганцовистость его заметно ниже, чем в андалузит-ставролитовых парагенезисах Гуляйпольской структуры (спессартин 1-2%). Мусковит отличается очень низкой фенгитовостью (4-5%), при этом феррифенгат составляет 32-38%, а в парагенезисе с биотитом - умеренной натриевостью (18-20%); в кварц-мусковитовой ассоциации натриевость его снижается до 7%. Набор и состав породообразующих минералов соответствуют андалузит-силлиманитовому комплексу умеренной глубинности. В Сорокинской зоне для него характерно слабое развитие кордиеритсодержащих ассоциаций.

ний. Кордиерит изредка встречается в парагенезисе с биотитом и ставролитом, но без мусковита, т.е. только в недосыщенных калием породах. Очевидно, температурные условия благоприятствовали устойчивости биотит-силлиманитовой ассоциации, и образование кордиерита было затруднено. При одновременном наличии андалузита и силлиманита последний выступает как более поздний минерал. Иногда в силлиманитсодержащих породах встречается дистен (Шелудько, Агафонова, 1958; Усенко и др., 1973), однако взаимоотношения этих минералов недостаточно изучены; можно предположить, что при повышении температуры ставролитовые ассоциации сменялись биотит-силлиманитовыми в условиях, близких к инверсии силлиманит - дистен.

Недосыщенные калием породы представлены биотит-плагиоклазовыми гнейсами и сланцами. Биотит в них, в отличие от высокоглиноземистых пород, имеет несколько повышенную железистость (50) и титанистость (2,25%) и пониженную глиноземистость (18,30%). В обогащенных железом метапелитах развивается парагенезис $\text{Tr}-\text{Bi}-\text{Ku}$; биотит в нем умеренно железистый ($f = 40$) и с повышенной глиноземистостью (21,71%), $f_{\text{Ku}} = 45$, содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 - 2,87\%$.

Железистые породы представлены итабиритами с парагенезисом $\text{Pm}_{65-66} + \text{Ku}_{71-73} + \text{Mt} + \text{Kv}$. Иногда они ассоциируют с карбонатными породами, для которых характерны парагенезисы $\text{Tr} + \text{Ka} + \text{Do} + \text{Fl}$ и $\text{Ka} + \text{Do}$; в бездоломитовом парагенезисе $\text{Tr}-\text{Ka}$ встречается кварц. Особенностью карбонатных пород является отсутствие как форстерит-, так и талькосодержащих парагенезисов, что подтверждает принадлежность всего комплекса пород к эпидот-амфиболитовой фации. На Садовом участке, где развиты метапелиты силлиманит-биотит-ставролитовой субфации, встречен парагенезис $\text{Pm} + \text{Tr} + \text{Ka}$, что свидетельствует о повышении давления и температуры, приближающихся к условиям амфиболитовой фации.

Основные породы представлены амфиболитами с парагенезисом эпидот-амфиболитовой фации: $\text{Po}_{35-46} + \text{Pl}_{23-26} + \text{Эп} + \text{Kv}$.

В Сорокинской и Куйбышевской зонах ультрабазиты приурочены обычно к разрывным структурам глубинного заложения и характеризуются парагенезисами $\text{At} + \text{Tr} + \text{Ol}_{15-16}$, $\text{At} + \text{Tr} + \text{Pr}_{15-16} + \text{Ol}_{15-16}$, $\text{At} + \text{Tr} + \text{Ak}$, $\text{Pm} + \text{Po}$, $\text{Pm} + \text{Ak}$, Tr , Ak , $\text{Ak} + \text{Tr} + \text{Хл}$, $\text{Ср} + \text{Ol}_{9-10}$, Ср , $\text{Ср} + \text{Tr}$, $\text{Кр} + \text{Хл} + \text{Та}$. Они образовались в процессе регрессивного метаморфизма перидотитов, пироксенитов и оливинитов (дунитов) в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Породы Сорокинской зоны относятся к андалузит-биотит-ставролитовой, силлиманит-биотит-ставролитовой, а также силлиманит-гранат-двуслюдяной (бесставролитовой) субфациям эпидот-амфиболитовой фации. Области развития субфаций обычно выступают отдельными блоками. Отсутствие следов наложенных регрессивных преобразований свидетельствует об однократном метаморфизме, температура которого по гранат-биотитовому геотермометру составляла около 875 К (см. табл. 26) при умеренном давлении ($3,9 \cdot 10^8$ Па).

Особенности метаморфизма Приазовского района

При сравнении метаморфизма в породах западно- и центральноприазовской серий, с одной стороны, и осипенковской и гуляйпольской свит - с другой, отчетливо выступает снижение интенсивности метаморфизма по мере стабилизации щита и перехода от геосинклинального к субгеосинклинальному и субплатформенному состоянию.

Породы западноприазовской серии, установленные в Салтычачском и Кальчик-кальмиусском антиклинориях, по уровню метаморфизма изофациальны с породами центральноприазовской серии, развитыми в Мангушском и Корсакском синклинориях и Верхнебердянской синклинали. Те и другие метаморфизованы в условиях низкотемпературной гранулитовой и амфиболитовой фаций. Выяснение соотношения этих фаций затруднено из-за интенсивной гранитизации и мигматизации (особенно для западноприазовской серии). Несмотря на это, для каждой из серий намечаются два последовательных этапа метаморфизма. С первым, синскладчатым, связано формирование парагенезисов роговообманко-гранулитовой и гранат-кордиеритовой субфаций гранулитовой фации, которые в настоящее время являются реликтовыми. На втором этапе они замещались парагенезисами амфиболитовой фации.

В отличие от этого для осипенковской и гуляйпольской свит типичны эпидот-амфиболитовый метаморфизм и почти полное отсутствие мигматизации и гранитизации.

Определение P-T-условий метаморфизма с использованием известных геотермометров и геобарометров дает следующие результаты. В метапелитах для парагенезисов гранулитовой фации (кордиеритсодержащие и гранат-биотитовые плагиогнейсы) температура составляет 945-960 К при давлении $6,8-7 \cdot 10^8$ Па, метаморфический индекс Фроста - 4,76-4,79, что соответствует условиям роговообманко-гранулитовой субфации. Парагенезисы амфиболитовой фации относятся как к силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации (T - 870-

910 К, $P = 4,6-4,8 \cdot 10^8$ Па), так и к силлиманит-ортоклазовой субфации зоны второго силлиманита ($T = 905-940$ К, $P = 4,8-6,8 \cdot 10^8$ Па). Значение дискриминантной функции биотитов в большинстве случаев меньше 71,4, что согласно К.Б.Кеппежинскому (1972), свидетельствует о пониженном давлении. В метапелитах эпидот-амфиболовой фации температура бесставролитовой (гранатовой) зоны составляет 715-775, ставролитовой - 775-875 К, давление - $1,7-3,9 \cdot 10^8$ Па.

Вычисленные температуры равновесия для основных кристаллосланцев роговообманко-двупироксеновой субфации при андалузит-силлиманитовом типе метаморфизма достигает 955 К; наложение амфиболитового метаморфизма снижает температуры до 800-845 К. Для эулизитовых парагенезисов железистых пород по трем геотермометрам установлены температуры 945-965 К. Давление по различным методам расчета составляет $6,6-7,1 \cdot 10^8$ (Фонарев и др., 1978) или $5-6 \cdot 10^8$ Па (Курепин, 1980).

Отметим также следующие особенности метаморфических пород Приазовья: 1) в метапелитах средних ступеней метаморфизма широко развиты андалузит и силлиманит; есть указания на наличие дистена, однако отсутствие описания таких парагенезисов, а иногда и диагностических данных не позволяет рассматривать его как породообразующий минерал; 2) ставролит входит в двуслюдяной парагенезис и разлагается с повышением температуры в поле устойчивости силлиманита; 3) стабильность кордиерита возрастает от ставролит- до гранатосодержащих пород высоких ступеней метаморфизма; 4) широко развиты биотит-силлиманитовые парагенезисы с калиевым полевым шпатом в амфиболовой фации; 5) довольно высока железистость граната в парагенезисе с кордиеритом ($f_{Fe} > 70$); 6) отсутствие гиперстен-кордиеритовых и гиперстен-силлиманитовых парагенезисов в калийнасыщенных породах; 7) широкое развитие роговообманко-гранулитовой субфации в породах основного состава; 8) отсутствие эклогитов и крайне редкое проявление гранатосодержащих основных кристаллосланцев.

Все это свидетельствует о том, что региональный метаморфизм в этой части Украинского щита относится к андалузит-силлиманитовому типу и, по классификации В.А.Глебовицкого (1973), представляет серии A_2 и A_3 . К серии A_2 относятся породы западно- и центральноприазовских серий, а к A_3 - осипенковской и гуляйпольской свит. Наличие двух метаморфических серий в породах Приазовья отражает изменения термодинамических условий метаморфизма в процессе формирования суперкрупных комплексов архея и нижнего протерозоя.

Под структурно-метаморфическим анализом понимается комплексное изучение структурных форм, метаморфических, магматогенных и метасоматических образований в мега-, мезо- и микромасштабе с определением их относительной последовательности и выделением этапов (фаз) и циклов деформаций (сжатости, расщепления, бластомилонитизации), метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма. Самым существенным в этой относительной возрастной шкале геологических событий является выделение тектоно-метаморфических циклов и соответствующих им комплексов, которые могут быть использованы для стратиграфического расчленения производственными организациями. Кроме того, выясняется характер строения района, эволюция метаморфизма и расчленение ультраметаморфических и магматических пород.

Методика структурного и структурно-метаморфического анализа рассмотрены в работах Н.П.Семененко (1946, 1949, 1957), Ф.Тернера и Л.Вейса (Turner, Weiss, 1963), Дж.Рамсея (Ramsey, 1967), В.В.Эза (1970, 1972), Ю.В.Миллера (1973), Ф.П.Митрофанова и др. (1975), А.Н.Казакова (1976), "Структурная эволюция метаморфических комплексов" (1977), "Принципы и методы..." (1978). В условиях плохой обнаженности Украинского щита, когда невозможно проследивать контакты и опорные горизонты метаморфических толщ, особенно большое значение приобретают структурно-метаморфические взаимоотношения, наблюдаемые в пределах отдельных карьеров и обнажений. Некоторые методические приемы, используемые нами при установлении цикличности геологических процессов в раннем докембрии, описаны в ранее опубликованных работах (Венидиктов, 1978, 1979).

Синхронное с наложенными деформациями минералообразование в одних случаях носит диафорический характер, в других - никаких существенных изменений в степени метаморфизма нет. Характер-

ные индекс-минералы появляются редко. Чаще всего это более поздние генерации тех же минералов: биотита, роговой обманки, граната и т.п.

Наложение деформаций после секущих разрывных нарушений и послескладчатых жил очевидно связано с новым тектоно-метаморфическим циклом. Проявление нового цикла чаще всего фиксируется по нижним структурным этажам (бластомилонитизации, диафторезу и т.п.), в то время как поиски синхронной с наложенными деформациями прогрессивной серии пород не всегда увенчиваются успехом. Иногда весь новый комплекс оказывается структурно и диафторически переработанным более древними породами (например, в большей части, а возможно и полностью росинско-тикичская серия и события).

Использование структурно-метаморфического анализа при изучении метаморфизма иллюстрируется на примере раннего докембрия Приднестровья, в котором выделяются 4 тектоно-метаморфических цикла и соответствующих им комплекса: бугско-днестровский, подольский, мурафский и сорокский (Венидиктов, 1976, 1978, 1979). Первые три комплекса соответствуют днестровско-бугской серии УРМСК, последний может быть сопоставлен с тетеревской и бугской сериями той же схемы.

Проявления I и II тектоно-метаморфических циклов или зоны архейской складчатости обнаружены только в отдельных реликтовых блоках или участках в поле регионального диафтореза и полной структурной перестройки, связанных с более поздними протерозойскими циклами. Подобные блоки картируются по данным структурных взаимоотношений и по реликтовым парагенезисам.

Породы I тектоно-метаморфического цикла выделяются по реликтовым парагенезисам гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации в породах, бедных кальцием, и двупироксен-плагиоклазовой (без Ро и Би) – в метабазитах (р.Мурафа, с.Сайнка, р.Лядава, с.Котюжаны, р.Мурашка, с.Шестаковка). Складки и S^* -поверхности I цикла не сохранились. Размеры участков, в которых установлены реликтовые высокотемпературные парагенезисы, не превышают нескольких сотен метров, иногда это реликтовые минералы (Pr, Ko) в поле распространения биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой минеральной субфации.

* F_{1-n} – фазы складчатости; S_{1-n} – сланцеватость, полосчатость, бластомилонитизация и другие поверхности, соответствующие определенной фазе деформаций; M_{1-n} – фазы метаморфизма; δ_{1-n} – фазы мигматизации и гранитообразования.

Индекс сверху символа указывает цикл (например, S_2^I – сланцеватость, возникшая во время второй фазы деформаций III цикла).

По реликтовым гиперстен-кордиеритовым парагенезисам в кристаллическом фундаменте Приднестровья устанавливаются F_1 , S_1 , M_1 , γ_1 (ранне- или сокоскладчатые мигматиты) и γ_2 (позднескладчатые гранитоиды), что дает основание для выделения I, бугско-днестровского цикла. Зерна пироксенов и в метапелитах, и в metabазитах нередко имеют удлиненную или пластинчатую форму, образуя древнейшие сланцеватость и полосчатость. Иногда отмечаются две ориентировки минералов.

Проявления II тектоно-метаморфического цикла устанавливаются по наличию древнейших рассланцевания и бластомилонитизации, развивающихся по метаморфитам и позднескладчатым гранитоидам I цикла и контролирующим образование существенно магнезиального граната ($f_{Гр} = 63-70$). В частности, подобная бластомилонитизация наблюдалась автором у с. Шестаковка (р. Мурафа). В среднезернистых биотит-гранатовых бластомилонитах обнаружены реликтовые зерна кордиерита и в отдельных случаях гиперстена ($Gr_{63}^{+}Bi_{30-32}^{+}Ko_{22}^{+}Pr_{33-35}^{+}Pl+Kш+Kв$) - состав минералов по оптическим данным. По плоскостям бластомилонитизации образуются сильно удлиненные линзочки граната с включениями шпинели, магнетита и иногда силиманита. В будинах - ксенолитах встречены гиперстенные и гранат-гиперстенные гнейсы ($Gr_{63}^{+}Bi_{34}^{BT}+Pr_{42}+Pl_{26}+Kв+Kш$ - состав темноцветных минералов по химико-аналитическим данным).

Породы II цикла наблюдаются в виде участков размерами от первых сотен метров до нескольких километров в области наложенного рассланцевания, полной структурной перестройки и диафтореза, связанных с III циклом (рис. 23). В нижней части рисунка показана серия первично образованных, или прогрессивных, пород III цикла (мурафская серия), имеющая выдержанное падение сланцеватости и полосчатости по азимуту $125-145^{\circ} \angle 60-70^{\circ}$. В направлении на север эта толща и розовые мелкозернистые граниты сменяются чередующимися полосами неравномерно и многократно деформированных пород. Залегание их согласно с простираем прогрессивной серии. В зонах или полосах интенсивного рассланцевания S_{1-2}^3 , которые нами интерпретируются как диафториты и бластомилониты III цикла, наблюдаются реликтовые тесно сжатые изоклинальные складки F_{1-2}^3 . И рассланцевание, и осевые поверхности F_{1-2}^3 имеют тот же структурный план; что и породы мурафской серии, т.е. образовались в

* Здесь и далее указываются азимут и угол падения пород.

один и тот же тектоно-метаморфический цикл. Фазы одного цикла часто характеризуются одинаковой ориентировкой и отличаются лишь величиной осей эллипсоида деформаций (Кожевников, 1979). Согласные разрывные нарушения, вероятно, возникают в заключительную стадию этого цикла (перерастание складчатых дислокаций в разрывные, тектоническое разлинзование). В блоках, где наложенное рассланцевание выражено слабее, сквозь "канву" этой сланцеватости просвечивает сложное внутреннее строение комплекса пород, испытавших ранее законченный тектоно-метаморфический цикл. В них обнаружены и метаморфические породы (гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы, кристаллосланцы, массивные кварцполевошпатовые породы метааркозового облика - F_1^2 , S_1^2 , M_1^2 , и раннескладчатые мигматиты γ_1^2 (полосчатые или пятнистые кварц-полевошпатовые породы, теневые чарнокит-мигматиты), подвергавшиеся складчатости F_2^2 и рассланцеванию S_2^2 , и позднекладчатые гранитоиды γ_2^2 (гранат-гиперстеновые гранодиориты или виннициты с ксенолитами субстрата, секущие тела аляскинтов), и послескладчатые секущие жилы аляскинтов и пегматоидных гранитов γ_3^2 . Последние смяты в складки F_3^2 и рассланцованы по S_3^2 . Среди наложенных складок и сланцеватостей (после γ_3^2) наблюдаются 2 генерации. Обе они имеют юго-восточное падение, но вторая генерация (F_2^3) характеризуется более крутым углом падения (Венидиктов, 1978).

В породах П (подольского) цикла развиты парагенезисы биотит-гранат-кордиерит-ортотлазовой минеральной субфации. Породы основного ряда представлены двупироксеновыми гнейсами, кристаллосланцами, эндебритами без роговой обманки и биотита, т.е. парагенезисам не отличаются от метабазитов I цикла.

Условия метаморфизма III тектоно-метаморфического цикла наиболее соответствует термодинамическому и структурному равновесию большинства реально наблюдаемых пород раннего докембрия Приднестровья. При этом большая часть - это структурно и метаморфически переработанные, не совсем равновесные породы нижних структурных этажей. Прогрессивная серия пород наиболее достоверно устанавливается по р. Мурафе между селами Скалополь и Вилы Яружские (так называемая мурафская серия). Геологическое строение участка, в котором залегают эти породы, гораздо проще, чем в реальных блоках П цикла (см. рис. 36). Здесь обнаружены: 1) исходные метаморфические породы (M_1^3 , F_1^3 , S_1^3); 2) послонные и теневые ранне- и соскладчатые мигматиты и чарнокиты (γ_1^3); 3) рас-

сланцевание S_2^3 наложенное на мигматизацию и раннескладчатые граниты γ_7^3 ; 4) секущие сланцеватость S_2^3 жилы аляскитов и пегматоидных гранитов; 5) локальные зоны рассланцевания и разрывные нарушения S_3^3 ; 6) диафторез, выражающийся в замещении коричневого биотита зеленым биотитом, хлоритом и магнетитом. Фазы F_1^3 , S_1^3 и S_2^3 (F_2^3) параллелизуются с последними фазами деформаций в реликтовых блоках II цикла (см. рис. 36). У с. Садки на р. Лозовой (Венидиктов, 1978) установлены также складчатость F_2^3 , сминающая мигматиты γ_1^3 , лейкосома γ_2^3 , секущая γ_1^3 (полимигматиты), позднескладчатые граниты разного состава γ_2^3 , содержащие различно ориентированные ксенолиты с F_2^3 и S_2^3 , локальные зоны рассланцевания S_3^3 , S_4^3 , S_5^3 и разрывы, залечивающиеся соответственно гранитами γ_4^3 , γ_5^3 , γ_6^3 . У с. Должок и Хоменки (р. Мурафа) плоскости рассланцевания S_3^3 , ограничивающие пластины или будины чарнокит-мигматитов со сложной автономной складчатой структурой (γ_1^3 , F_2^3), сминаются в открытые асимметричные складки F_4^3 . Плоскости S_3^3 контролируют образование вторичных граната, биотита, графита и кварцевых жил. Шарниры ориентированы в направлении $340^\circ \angle 75^\circ$, осевые поверхности — примерно $70-80^\circ \angle 85-95^\circ$. Разрез мурафской серии приведен в работе В. М. Венидиктова (1978).

Породы IV тектоно-метаморфического цикла распространены главным образом вдоль р. Днестр и дальше на юго-запад. Соответствующая ему прогрессивная серия пород (сорокская серия), по данным геологосъемочных и геофизических работ (Верзьев, 1974), имеет северо-западное простирание и контактирует с различными образованиями I, II и III циклов. Это направление складчатости и рассланцевания пересекает структуры бугско-днестровской и подольской серий. Сорокская серия отличается разнообразным набором пород, наличием графитовых гнейсов, кальцифиров и железистых кварцитов, турмалиносодержащих гнейсов, специфическим гранитообразованием (субщелочные микроклиновые граниты, рапакививидные роговообманко-биотитовые граниты, порфиробластические гранитоиды).

Образования нижних структурных этажей (первые III цикла) структурно и метаморфически переработаны в соответствии с деформациями и метаморфизмом сорокской серии. В пограничных участках на сложную структуру пород II и III циклов, в том числе на поздние и послескладчатые граниты, наложено рассланцевание северо-западного простирания ($210-230^\circ \angle 75-85^\circ$ или $40-50^\circ \angle 75-85^\circ$) (Венидиктов, 1978). Породы прогрессивной серии IV цикла обычно пере-

межаются с диафторированными породами ранних циклов. Это амфиболитизированные и биотитизированные гнейсы и кристаллосланцы, амфиболиты, гранитизированные лептиты, лептитовые гнейсы, рассланцованные и биотитизированные чарнокиты. В двупироксеновых ассоциациях один из пироксенов, как правило, реликтовый.

На основании структурно-метаморфического анализа кристаллического фундамента Приднестровья, выполненного посредством изучения и сопоставления отдельных разрозненных обнажений и карьеров (т.е. в условиях плохой обнаженности, характерной для Украинского щита), можно сделать некоторые выводы, важные в методическом отношении, но, возможно, обусловленные фрагментарностью данных:

1. Украинскому щиту помимо наложения пластических деформаций присуще широкое развитие больших и малых разрывных нарушений, согласных деформационному плану более поздних тектонических фаз и ограничивающих отдельные участки наложения складчатости, т.е. более характерно примыкание разных складчатых структур в макро- и мезомасштабе и переориентировка сланцеватости по многочисленным разрывам, что как-будто противоречит распространенной точке зрения, согласно которой в глубоко метаморфизованных толщах возникают преимущественно пластические деформации. Это отражено в большинстве структурных карт (Дук и др., 1975, Казаков, 1976, Структурная эволюция..., 1977, Принципы и методы..., 1978).

2. Часто наблюдается наложение нескольких сланцеватостей, в то время как синхронные с ними складки (изгибание ранней сланцеватости) не обнаруживаются. При этом "новый узор" как бы наложен на старый (Венидиктов, 1978, рис.2в). Подобные случаи как широко распространенные в раннем докембрии описаны В.И.Кожевниковым (1979). Степень сохранности ранней сланцеватости может быть различна от ее преимущественного развития до едва заметных реликтов, как, например, в зонах разрывов.

3. Вследствие распространенности позднескладчатых гранитоидов большое значение приобретает сопоставление их структурно-метаморфической эволюции с последовательностью геологических событий в ксенолитах и других останцах рамь. Так как поздние и послескладчатые гранитоиды завершают цикл (Митрофанов и др., 1975), то столь распространенные в них наложенные рассланцевания, бластомилонитизации и прочие S -поверхности в большинстве случаев связаны уже с движениями следующего тектоно-метаморфического цикла. Таким образом, рассланцованные поздние и послесклад-

чатые гранитоиды наряду с бластомилонитизацией являются своеобразными реперами, позволяющими расчленить разные циклы. При этом в одном обнажении или карьере нередко обнаруживается проявление двух, а в отдельных случаях (если в ксенолитах или останцах найдены бластомилонитизированные породы) даже трех циклов.

Методом термоллюминесценции ТЛ изучена микродефектность* щелочных полевых шпатов (ЩПШ) гранитоидов, по которым накоплен к настоящему времени значительный материал (свыше 600 ТЛ анализов). Поскольку основная масса гранитоидов щита по РТ-условиям образования является изофациальной с метаморфитами, авторы широко использовали эти данные для уточнения фациальной принадлежности метаморфических пород. Основные принципы метода, методика измерений, минералогическая интерпретация термоллюминесцентных характеристик ЩПШ и закономерности их изменения в гранитоидах щита, отличающихся по глубинности образования и генезису, освещены ранее (Усенко и др., 1980).

В качестве главных характеристик при измерении термоллюминесценции использовались интенсивность $I_{РТЛ}$, отражающая степень микродефектности, и форма кривой термовысвечивания (ТВ), которая несет информацию о типе микродефектов в структуре ЩПШ.

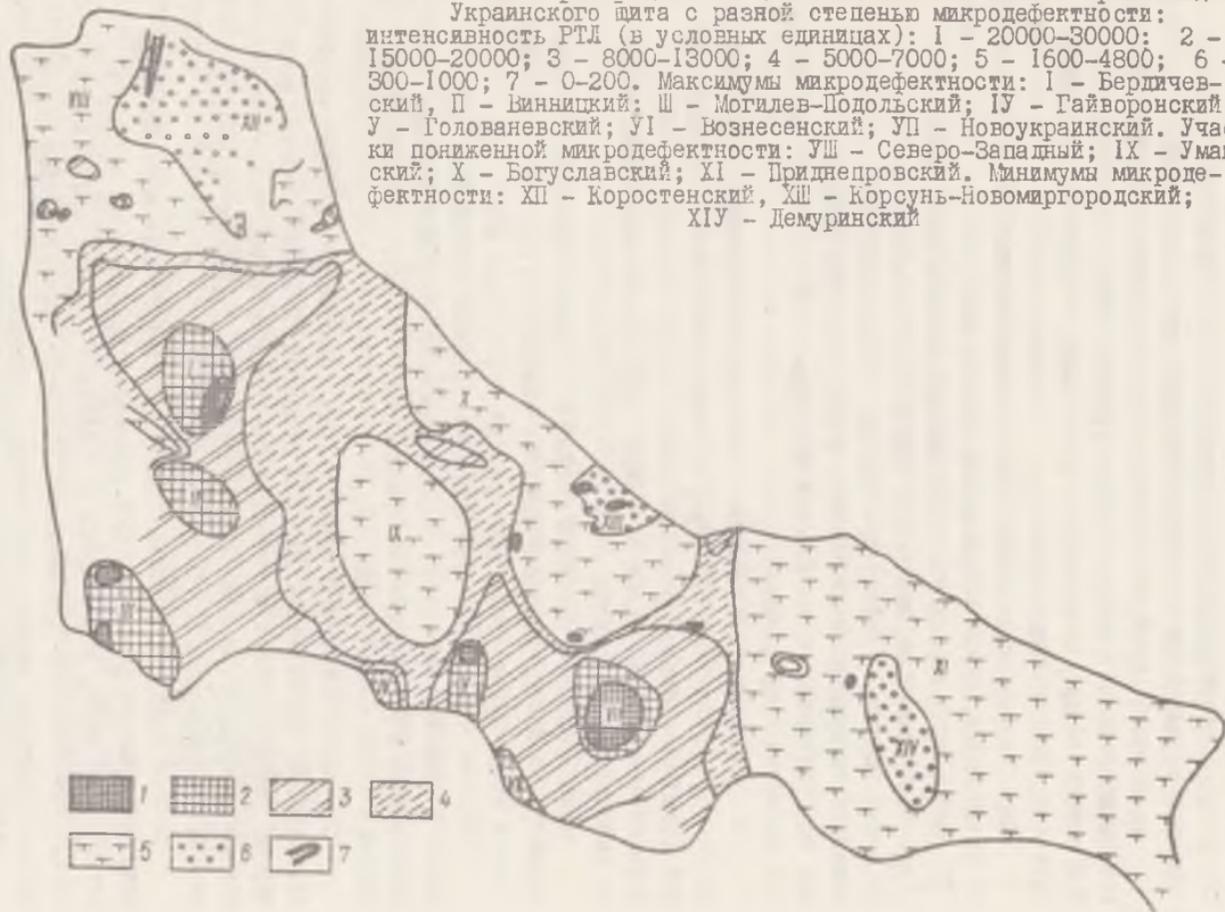
ЩПШ гранитоидов Украинского щита резко контрастны по степени микродефектности (рис.24). Здесь могут быть выделены максимумы и минимумы микродефектности и зоны переходных значений.

К числу отчетливо выраженных максимумов относятся: Бердичевский, Винницкий, Могилев-Подольский, Гайворонский, Голованевский, Новоукраинский, Вознесенский. Интенсивность РТЛ в них составляет 15000 - 30000 усл.ед. Все перечисленные максимумы располагаются в "гранулитовой дуге" и представлены ЩПШ гранитоидов гранулитовой фации (эндербитов, чарнокитов, гранатовых и гранат-кордиеритовых гранитов, гнейсов и мигматитов).

Максимумы микродефектности ЩПШ разделяются и окаймляются зонами промежуточных значений $I_{РТЛ}$. Конфигурация этих зон заслуживает отдельного обсуждения. Бердичевский и Винницкий максимумы разделяются очень узкой зоной резко пониженных значений,

* Имеется в виду микродефектность, обусловленная концентрацией центров 110^3 (Тарадан, 1978).

Рис.24. Схема распределения щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита с разной степенью микродефектности: интенсивность РТД (в условных единицах): 1 - 20000-30000; 2 - 15000-20000; 3 - 8000-13000; 4 - 5000-7000; 5 - 1600-4800; 6 - 300-1000; 7 - 0-200. Максимумы микродефектности: I - Бердичевский, II - Винницкий; III - Могилев-Подольский; IV - Гайворонский; V - Голованевский; VI - Вознесенский; VII - Новоукраинский. Участки пониженной микродефектности: VIII - Северо-Западный; IX - Уманский; X - Богуславский; XI - Приднепровский. Минимумы микродефектности: XII - Коростенский, XIII - Корсунь-Новомиргородский; XIV - Демуриный



отвечающей амфиболитовой фации и пространственно совпадающей с Хмельницкой зоной разломов. В северной части Бердичевского максимума в меридиональном направлении идет постепенное понижение с широкой зоной переходных значений, соответствующих высокой амфиболитовой фации. Северная граница распространения этих ЩПШ отчетливо прослеживается в субширотном направлении и трассирует зону Тетеревского разлома.

Широкая зона относительно пониженных значений $I_{\text{ртл}}$ разделяет Винницкий и Могилев-Подольский максимумы.

Отчетливая широкая зона постепенно понижающихся значений $I_{\text{ртл}}$ наблюдается на восточном обрамлении Винницкого максимума. По линии Винница - Райгород - Гайсин - Умань идет постепенная смена концентрации микродефектов в ЩПШ от концентраций, отвечающих гранулитовой фации, высокой амфиболитовой субфации до типичной амфиболитовой фации.

В обрамлении Голованевского максимума прослеживается постепенное понижение значений $I_{\text{ртл}}$ в северном направлении вдоль узкой зоны Тальновского разлома. Вкrest ее простираения по линии Голованевск - Умань смена значений $I_{\text{ртл}}$ происходит очень резко и на небольшом расстоянии.

Новоукраинский максимум окаймлен с северо-востока, востока и юга зоной постепенно понижающихся значений $I_{\text{отл}}$. В северо-западном направлении происходит резкая смена значений $I_{\text{ртл}}$.

Породы, содержащие ЩПШ с промежуточными значениями $I_{\text{ртл}}$ представлены житомирскими, коростышевскими, кировоградскими, синьхинскими, звенигородскими гранитами, собитами, гнейсами тетеревской и ингулецкой серий.

Локальные участки с относительно пониженной степенью микродефектности, характерной для ЩПШ гранитоидов амфиболитовой фации, широко распространены в пределах Украинского щита. Могут быть выделены следующие участки: Северо-Западный, Уманский, Богуславский и Приднепровский.

Северо-Западный участок отделен от территории щита Тетеревским субширотным разломом. ЩПШ гранитоидов, развитых севернее Тетеревской зоны, относящиеся по величине $I_{\text{ртл}}$ к амфиболитовой фации, представлены ЩПШ осницких гранитов, метасоматитов Емельчино-Житомирской зоны и коростенских рапакиви.

Уманский участок, располагающийся во внутренней части "гранулитовой дуги", отчетливо оконтурен кольцевой зоной повышенных значений $I_{\text{ртл}}$. Все ЩПШ уманских гранитов обладают одинаковой

концентрацией микродефектов, отвечающей значениям, характерным для ЩПШ амфиболитовой фации. Конфигурация Уманского участка в сочетании с некоторыми дополнительными данными (Щербаков, 1975) позволяет рассматривать Уманский массив как очаг регрессивного преобразования глубинных пород в условиях амфиболитовой фации.

Богуславский участок отделяется от Уманского узкой субширотной зоной повышенных значений I_{PTL} , отвечающих высокой амфиболитовой фации и характерных для ЩПШ среднезернистых ставицанских гранитов, вскрытых скважинами севернее с.Ставице и западнее с.Медвин. Значения I_{PTL} амфиболитовой фации в пределах Богуславского участка характерны для ЩПШ росинских гранитов и рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона.

Приднепровский участок – самый крупный и неопределенный по форме район развития ЩПШ с I_{PTL} , отвечающей значениям амфиболитовой фации. Обращает внимание то обстоятельство, что восточнее Ингуло-Ингулецкого водораздела вплоть до Орехово-Павлоградской полосы не встречены ЩПШ повышенной микродефектности, характерной для гранулитовой фации. ЩПШ долинских, боковнянских, матрофановских, розовых днепровских гранитов обладают одинаково невысокой РТЛ, соответствующей амфиболитовой фации. ТЛ – характеристики этих ЩПШ настолько близки, что можно говорить о процессе выравнивания, одновременной переработки этих пород в условиях амфиболитовой фации.

Минимумы микродефектности ЩПШ выражены очень четко и немногочисленны. К ним относятся: Коростенский, Корсунь-Новомиргородский и Демурицкий. ЩПШ первых двух представлены ЩПШ биотитовых и биотит-амфиболовых рапакивиоподобных гранитов коростенского комплекса, имеющих, по мнению некоторых исследователей (Левковский, 1975), метасоматическое происхождение. ЩПШ Демурицкого объединяют образцы ЩПШ порфиробластических демурицких гранитов (карьеры Савро и Кудашевский), розовых среднезернистых гранитов р.Саксагань, токовских гранитов Подстепнянского карьера. Метасоматическое происхождение ЩПШ этих гранитов также весьма вероятно.

В пределах перечисленных минимумов, а иногда и вне их установлены участки крайне низких значений I_{PTL} , представленные ЩПШ рудоносных метасоматитов.

Сопоставление рассматриваемой схемы микродефектности ЩПШ гранитоидов Украинского щита со схемой локальных гравитационных аномалий (Гинтов, 1978) показывает отчетливое совпадение перечис-

ленных выше максимумов микродефектности ШШШ с наиболее значительными гравитационными максимумами. Геофизические методы и методы физики минералов дают близкую информацию — два весьма далеких по объекту и способу исследования метода фиксируют реально существующие закономерности. В целом, можно заключить, что распространение ШШШ различной микродефектности в пределах Украинского щита отчетливо повторяет общий контур развития метаморфических фаций, нередко совпадая с последним даже в мельчайших деталях.

По форме кривой ТВ, отражающей соотношение простых и сложных (агрегированных) микродефектов в структуре полевого шпата, изученные ШШШ разделяются на три группы. Первая представлена ШШШ , в которых наблюдаются простые кривые ТВ с одним пиком при T_m 450 К, вторая — ШШШ со сложной кривой с двумя пиками при T_m 450 К и T_m 510 К или 540 К и изменяющимся соотношением интенсивностей этих пиков, третья — ШШШ со сложной кривой ТВ, на которой наблюдается три или более максимумов постепенно понижающейся интенсивности.

Статистически среди исследованных образцов заметно преобладают кривые II группы, несколько менее распространены кривые I группы, относительно редки кривые III группы.

По предварительным данным (Щербаков, Рокачук, 1979), появление дополнительных максимумов на кривой ТВ указывает на процесс регрессивного преобразования ШШШ .

Как видно из схемы (рис.25), ШШШ с простыми кривыми ТВ преобладают в западной части Украинского щита. Наиболее характерны они для ШШШ подольских чарнокитов и аплито-пегматоидных гранитов, чудново-бердичевских гранитов и гнейсов бугской серии, осницких гранитов, гранодиоритов, аплитов и клесовитов, курчицких и раевских мелкопорфировидных гранитов. В центральной части щита кривые I группы характерны для ШШШ вознесенских (трикратских) гранитов, кировоградских гранитов района г.Кировограда и порфировидных гранитов Чигиринского массива. В восточной части щита ШШШ с кривыми ТВ I группы сравнительно редки и встречены в порфиробластических гранитах Кудашевского карьера, в токовских и мокромосковских гранитах.

Обо всех остальных (не перечисленных здесь) гранитоидах можно по ТД-данным говорить как о претерпевших регрессивное преобразование в условиях различных фаций.

С достаточной долей уверенности диафорез в условиях гранулитовой фации устанавливается в ШШШ среднебужских эндербитов,

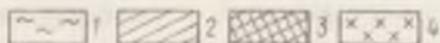


Рис. 25. Схема распределения микродефектных щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита (по характеру микродефектности). Форма кривой ТВ:
 1 - простые кривые ($K = 0-40\%$), 2, 3 - сложные кривые с двумя максимумами (2 - $K = 60-90\%$; 3 - $K = 100-20\%$), 4 - сложные кривые с тремя и более максимумами

чарнокитов, гнейсов, гранитогнейсов и розовых гранитов, ятранских чарнокитов, новоукраинских гранитов и чарнокитов; в условиях высокой амфиболитовой фации - в ЩПШ житомирских, синькинских, звенигородских, бобринецких, корнинских гранитов, верблужских чарнокитов, собитов, гнейсов тетереvской серии района г. Коростышева и ингулецкой серии района с. Новгородки; амфиболитовой фации - в ЩПШ росинских, уманских гранитов, рапакиви, гранитов Ингуло-Ингулецкого водораздела (в том числе и боковьянских), днепроvских розовых гранитов, гранитов и мигматитов р. Томаковки, мигматизированных гнейсов тетереvской серии района г. Житомира. Процессы преобразования ЩПШ в условиях низких фаций (метасоматоз ?) по ТЛ-данным фиксируются в ЩПШ коростенских и курсунь-новомиргородских рапакивиоподобных гранитов, демуриных порфиروбластических гранитов, в ЩПШ пержанских метасоматитов.

Неоднократное проявление диафторических процессов (по присутствию сложных кривых Ш группы) устанавливается в ЩПШ уманских

(особенно характерны), росинских гранитов, среднебужских и ят-ранских чарнокитов, звенигородских, бобринецких, розовых днепровских, демуринских гранитов и пержанских метасоматитов, где кривые III группы составляют 25% всех полученных кривых ТВ.

Общий контур участков, в пределах которых развиты IIIIII со сложной кривой ТВ, показан на схеме (см. рис.38). Конфигурация этих участков достаточно сложна, однако можно указать на их приуроченность к определенным тектоническим швам (зонам протерозойской активизации?) – Тетеревской зоне разломов, Немировскому трогу, Тальновско-Уманской зоне разломов и к Приднепровскому блоку Украинского щита. Особо следует подчеркнуть широкое развитие интенсивно преобразованного IIIIII в участках замыкания "гранулитовой дуги", установленное и по геологическим данным.

Изложенные выше результаты термолюминесцентного изучения IIIIII гранитоидов Украинского щита позволяют установить и проследить лишь самые общие закономерности площадного изменения микродефектности этого породобразующего минерала. Однако уже на данном этапе исследования очевидна перспективность использования люминесцентных свойств IIIIII для фациального анализа гранитоидных пород.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА БЕДНЫХ КАЛЬЦИЕМ ПОРОД

Термодинамический режим метаморфизма бедных кальцием пород (метапелитов и бедных СаО железистых пород), характеризующий криворожский прогрессивно-метаморфический цикл, изучен на примере Ингуло-Ингулецкого района и Криворожско-Кременчугской зоны (Белевцев, 1975). На основании имеющихся геолого-петрографических и минералогических данных можно сделать вывод о том, что этот цикл широко проявился на всей территории Украинского щита (Породообразующие гранаты..., 1980).

Минеральные равновесия в бедных кальцием породах являются наилучшими индикаторами физических условий метаморфизма: температуры, общего давления, парциальных давлений или мольных долей газов в метаморфическом флюиде. Для определения этих параметров метаморфизма используются геотермобарометры, основанные на калибровках констант равновесия простых реперных моновариантных реакций, в которых участвуют лишь компоненты постоянного состава. Реперными являются реакции, параметры равновесия которых надежно установлены экспериментально или расчетным путем по согласованным термодинамическим константам минералов. При этом большое значение имеет определение активностей компонентов, входящих в природные минеральные твердые растворы в виде конечных членов. Активность компонента является экстенсивным параметром и ее величина зависит от принятой химической формулы компонента, а также от неидеальности минерального твердого раствора, содержащего этот компонент. Для расчета активностей компонентов в сложных идеальных неупорядоченных твердых растворах использована формула, предложенная В.А.Курелиным (1975, 1976).

При анализе термодинамического режима метаморфизма метапелитов выбрана такая последовательность определения параметров метаморфизма: режим температуры, воды, общего давления, кисло-

рода. Этот выбор связан с подбором минеральных равновесий, зависящих от минимального числа параметров с добавлением следующего.

Режим температуры. Качественная оценка температурного режима метаморфизма в зональных комплексах докембрия Украинского щита фиксируется по моновариантным реакциям дегидратации на диаграмме $P-\mu_{H_2O}$. Этот важнейший параметр метаморфизма лучше всего оценить по распределению магнезиально-железистых компонентов между гранатом и биотитом, на которое не влияют общее давление и флюидный режим и которое зависит только от температуры. Диаграмма этого распределения проградуирована Л.Л.Перчуком (1970; Petchuk, 1977) и А.Томпсоном (Thompson, 1976). По этим геотермометрам температура в алмандиновой субфации составляет 720–820 К (преимущественно 730–780 К), в ставролитовой – 750–870 К (790–850 К), в силлиманит-мусковитовой – 840–900 К (850–890 К), амфиболитовой – 860–950 К (890–930 К) и гранулитовой фациях – 900–1050 К (910–1020 К) (Породообразующие гранаты..., 1980). Режим температуры в зональных метаморфических комплексах характеризуется постепенным и закономерным изменением по латерали, что определяется прогрессивным характером регионального метаморфизма. Экспериментальные минеральные равновесия для определения температуры метаморфизма имеют вспомогательное значение.

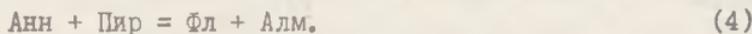
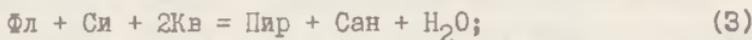
Режим воды при метаморфизме метапелитов. Многие минеральные равновесия метапелитов хорошо изучены и являются чувствительными индикаторами водного режима при региональном метаморфизме этих пород. Метапелиты богаты водой, которая выделяется из них при прогрессивно-метаморфических реакциях в другие породы, так что режим воды в метапелитах, метабазитах, силикатных железистых породах одной метаморфической толщи вероятнее всего одинаков.

Для определения мольной доли воды $X_{H_2O}^{флюид}$ в метаморфическом флюиде метапелитов (или отношения $P_{H_2O} / P_{общ}$) используются следующие реакции дегидратации: Би+Си+Кв=Гр+Кш+Н₂О; Би+Му+Кв=Гр+Кш+Н₂О; Би+Кв=Пр+Кш+Н₂О; Ст+Му+Кв=Би+Анд+Н₂О; Хл+Му=Ст+Би+Кв+Н₂О; Прф+Би=Гр+Му+Н₂О. Наибольшее значение для оценки режима воды имеют первые две реакции. Вторую реакцию можно получить прибавлением к первой следующей хорошо изученной реакция



Породы, характеризующиеся дивариантным равновесием Гр+Би+Си+Кш+Кв, можно описать в системе $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO -$

$MgO - K_2O$ двумя моновариантными и одной гипотетической обменной реакциями:



Любые две реакции из этого набора независимы, а третью можно получить из двух других.

Условия равновесия обменной реакции (4) установлены Л.Л.Перчуком и А.Томпсоном. Показано, что выдерживается условие $\Delta G_{(4)} = -RT \ln K_{(4)}$, где $\Delta G_{(4)}$ — свободная энергия реакции (4), $K_{(4)}$ — константа равновесия этой реакции, a — активность компонента

$$K_{(4)} = \frac{a_{\text{Фл}}^{\text{Би}} \cdot a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}}}{a_{\text{Анн}}^{\text{Би}} \cdot a_{\text{Пир}}^{\text{Гр}}} = \left(\frac{x_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Би}} \cdot x_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}}{x_{\text{Fe}}^{\text{Би}} \cdot x_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Гр}}} \right) = (K_D)^3.$$

Реакция (2) экспериментально не изучена, но параметры ее равновесия можно рассчитать из термодинамических констант минералов, представляющих компоненты этой реакции в метаморфических условиях: $\Delta G_{870} = -57,45$ КДж/моль, $\Delta G_{970} = -67,11$ КДж/моль, $\Delta V_{\text{Гр}} = -25,3$ Дж/МПа·моль, $\Delta S_{\text{Гр}} = +12,0$ Дж/град·моль. При постоянной мольной доле воды во флюиде температура равновесия реакции (2) не зависит от $P_{\text{общ}}$ при $P_{\text{общ}} = 5+0,2 \cdot 10^9$ Па, в то время как на него сильно влияет $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флюид}}$. Таким образом, равновесие реакции (2) определяется лишь T и $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флюид}}$. Параметры равновесия реакции (3) можно получить из реакций (2) и (4).

При константе равновесия реакции (2), $(K_{(2)})$ в парагенезисе Гр+Би+Си+Кш+Кв при известной температуре по гранат-биотитовому геотермометру можно определить $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флюид}}$ по графику $\lg K_2 - 1/T$ К. Как видно, равновесие Гр+Би+Си+Кш+Кв можно использовать одновременно как термометр и гидробарометр. Активности аннитового компонента в биотите, алмадинового в гранате и ортоклазового в калиевом полевоом шпате определяются из кристаллохимических формул этих минералов, рассчитанных следующим образом: Би на 12 (O+OH), Гр на 12 (O), Кш на 8 (O)

$$a_{\text{Алм}}^{\text{Би}} = K \cdot (\text{Fe}/3)^3 \cdot \text{Al}_{\text{IV}} \cdot (\text{Si}/3)^3 \cdot (\text{OH}/2)^2; a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}} = (\text{Fe}/3)^3;$$

$$a_{\text{Ор}}^{\text{КШ}} = K/(\kappa + Na). \text{ Отсюда } K_{(2)} = K_{\text{Fe}} = a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}} \cdot a_{\text{Ор}}^{\text{КШ}} \cdot (a_{\text{Алм}}^{\text{Би}})^{-1}.$$

При региональном метаморфизме, близком к изобарическому, соотношение между температурой и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ удобно представлять на диаграмме $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - T$, где $\mu_{\text{H}_2\text{O}} = RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}}$ (Породообразующие гранаты..., 1960). На эту диаграмму нанесены линии равновесий (1-3), а также моновариантного равновесия



рассчитанного по реакциям (1), (2). Из экспериментальных данных (Noschek, 1969) определены условия равновесий железистых реакций $\text{Ст}_{\text{Fe}} + \text{Му} + \text{Кв} = \text{Анн} + \text{Анд} + \text{H}_2\text{O}$, $\text{Хл}_{\text{Fe}} + \text{Му} = \text{Ст}_{\text{Fe}} + \text{Анн} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$.

По константам равновесия вышеотмеченных реакций в дивариантных парагенезисах Би+Си+Кв+Гр+КШ, Би+Му+Кв+Гр+КШ, Ст+Му+Кв+Би+Анд, Хл+Му+Ст+Би+Кв, Би+Кв+Пр+КШ, Пф+Би+Гр+Кв определена мольная доля воды в метаморфическом флюиде. В трехвариантных парагенезисах с участием граната и биотита рассчитан нижний предел $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флю}}$ (в парагенезисах Гр+Би+Му+Кв, Гр+Би+Анд(СиО+Кв) или верхний предел этого параметра (в парагенезисе Гр+Би+КШ+Кв).

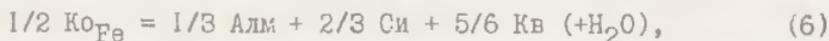
При метаморфизме низкотемпературных метapelитов в алмадиновой и ставролитовой субфациях $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флю}}$ больше 0,7. Больше всего данных о $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флю}}$ получено для средне- и высокотемпературных фаций, начиная с силлиманит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации, где появляется парагенезис граната и калиевого полевого шпата (Породообразующие гранаты..., 1980). По этим данным с ростом температуры уменьшается с 0,6-0,8 в силлиманит-мусковитовой субфации до 0,1-0,4 в гранулитовой фации. Менее четко различаются два типа водного режима во флюиде метapelитов. Первый тип характеризуется снижением $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флю}}$ с ростом температуры от 0,6-0,8 в силлиманит-мусковитовой субфации до 0,3-0,5 в гранулитовой. Водный режим второго типа заключается в низком постоянном $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флю}} = 0,2$ в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Первый тип водного режима прослежен в метapelитах мощных толщ миоэв- и миогеосинклиналей, а второй - в маломощных пластах метapelитов фьорландов. Поскольку граница между амфиболитовой и гранулитовой фациями отбивается по метаморфическим реакциям дегидратации, она будет отвечать разным температурам при изменении $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Флю}}$: 910-930 К при

$X_{H_2O}^{гран} = 0,2$ и подниматься до 970 при $X_{H_2O}^{флюид} = 0,5$. Наличие высокожелезистых гранатов и биотитов в гранитном метатекте мигматитов и в гранитоидах выступов переработанного архейского фундамента (в блоках) объясняется большой величиной мольной доли воды в равновесном с кристаллизующимися гранитоидами флюиде.

Общий рост магнезиальности сосуществующих в метапелитах биотитов и гранатов с увеличением температуры метаморфизма прежде всего связан с закономерным уменьшением

Режим общего давления. На основании геологических и петрологических данных предложена модель субизобарического метаморфизма в докембрии Украинского щита (Белевцев, 1975; Пороодообразующие гранаты..., 1980). $P_{общ}$ по гранат-пироксеновым геобарометрам Л.Л.Перчука (1970) для пород Украинского щита составляет $4-7 \cdot 10^8$ Па. Наибольшее значение для барометрии имеет широко распространенный в метапелитах парагенезис $Gr+Ko+Si+Kv$, а также парагенезис $Гп+Фа+Кв$ в железистых породах.

Для первого парагенезиса реперной является моновариатная реакция в железистой системе



параметры равновесия которой установлены экспериментально (Richardson, 1968; Weisbrod, 1973; Holdway, Lee, 1977). Растворимость воды и углекислоты в кордиерите также изучена экспериментально (Mirwald, Schreyer, 1977; Johannes, Schreyer, 1977). По этим данным линия равновесия реакции (6) имеет в РТ поле отрицательный наклон, а уменьшение $X_{H_2O}^{флюид}$ на 0,1 снижает $P_{общ}$ примерно на 10 МПа при водно-углекислом составе флюида. Температура метаморфизма определялась по гранат-биотитовому и гранат-кордиеритовому геотермометрам Л.Л.Перчука (1970; Perchuk, 1977) и А.Томпсона (Thompson, 1976).

$P_{общ}$ рассчитывается по константе равновесия ($K_{(6)} = K_{Fe}$) реакции (6) в парагенезисе $Gr+Ko+Si+Bi+Кш+Кв$ с учетом величины $X_{H_2O}^{флюид}$. Кроме того, по парагенезису $Gr+Si(Анд)+Кв$ устанавливается нижний предел, а по наличию в породе кордиерита - верхний предел $P_{общ}$ (Пороодообразующие гранаты..., 1980). По равновесию $Gr+Ko+Si+Кв$ $P_{общ}$ в докембрии Украинского щита в средне- и высокотемпературных метаморфических зонах колеблется от 500 до 600 МПа. По равновесию $Гп+Фа+Кв$ в железистых породах, основываясь на экспериментальных данных (Фонарев и др., 1979; Smith, 1971),

рассчитано $P_{\text{общ}}$ от 4,8 до $6 \cdot 10^8$ Па. Полученное по разным геобарометрам $P_{\text{общ}}$ не обнаруживает зависимости от температуры метаморфизма. Можно сделать вывод о примерной изобаричности метаморфизма в докембрии Украинского щита.

Режим кислорода при метаморфизме метапелитов и железистых пород. Режим кислорода при метаморфизме бедных СаО пород устанавливается по минеральным буферам: по наличию графита и по минеральным ассоциациям Фа+Мт+Кв, Ги+Мт+Кв, Ку+Мт+Кв (расчет по термодинамическим константам минералов Ю.П.Мельника (1972)). Фугитивность кислорода в метаморфическом флюиде графитсодержащих метапелитов определяется температурой и $\chi_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{флю}}$, увеличиваясь с возрастанием температуры и уменьшением $\chi_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{флю}}$. Фугитивность кислорода в метапелитах несколько ниже, чем в изофациальных с ними железистых породах. f_{O_2} в толще железистых пород минимальна в фаялитсодержащих эвлизитах и заметно большая в куммингтонитовых и гиперстеновых железистых кварцитах, увеличиваясь с понижением железистости минералов (Породообразующие гранаты..., 1980). Отмечаются небольшие колебания f_{O_2} в железистых породах одной толщ.

Термодинамический режим прогрессивного зонального регионального метаморфизма в докембрии Украинского характеризуется субизобаричностью $5-6 \cdot 10^8$ Па, а горизонтальная метаморфическая зональность определяется латеральными градиентами температуры и в меньшей степени изменением мольной доли воды во флюиде силикатных метаморфических пород.

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА МАФИЧЕСКИХ, УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ И ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Минеральные равновесия пород мафит-ультрамафитового ряда менее чувствительны к изменению P-T-условий метаморфизма, чем таковые в метапелитах. Заторможенность реакций в мафитах объясняет тот факт, что в них нередко можно одновременно наблюдать несколько одновременных минеральных парагенезисов, характеризующих эволюцию физических условий метаморфизма. Изучение последовательности в их возникновении дает возможность определить не только изменение P-T-условий во времени, но и получить исходные данные о геохимической обстановке формирования древнейшей континентальной коры: процессах десиликации - силификации, восстановления - окисления, эволюции кислородного режима и состава флюида (соотношение $P_{\text{общ}}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{CO_2}), локальной подвижности некоторых

компонентов. Наличие новых экспериментальных данных по моновариантным реакциям позволяет с помощью термодинамических расчетов приближенно описать условия метаморфизма реальных ассоциаций минералов.

Геотермометрия бинадального распада орто- и клинопироксена в системе $CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3$. Распределение кальция между диопсидом и энстатитом как функция T и P изучалось экспериментально и служит основой геотермометрического анализа магнезиальных глубинных включений и субмантийных образований. Влияние отношения $Fe/Fe+Mg$ в сосуществующих пироксенах на положение кривых бинадального распада характеризовалось экспериментом (Ross, Hübner, 1975), в котором прослеживалось изменение отношения $Fe/Fe+Mg$ в сосуществующих Пр+Пм+Пиж с температурой при постоянной кальциевости $Ca/Ca+Fe+Mg$. Впоследствии С. Саксене (1978) не удалось воспроизвести этот эксперимент при температуре более 1220 К и поэтому положение бинадальных кривых для орто- и клинопироксенов переменной железистости пока остается неясным. Строгих физико-химических моделей, позволяющих предсказать связь спиноидальных кривых с температурой, нет. Авторы предприняли попытки восполнить этот пробел.

Границы несмесимости краевых систем $CaMgSi_2O_6 - MgSiO_3$ и $CaFeSi_2O_6 - FeSiO_3$ рассматривались ранее (Lindsley, Dixon, 1976; Яковлев, 1979). Используя результаты эксперимента Д. Линдсли и С. Диксона в сочетании с данными калориметрических измерений теплот растворения в ряду растворов диопсид - энстатит (Newton et al., 1979), мы получили связь измерения $X_{CaSiO_3} = (Ca/Ca+Mg) 100$ в диопсиде с изменениями температуры 967-1670 К:

$$X_{CaSiO_3} = 25,88 + 62,11 \cdot 10^{-3} T - 43,21 \cdot 10^{-6} T^2. \quad (8)$$

В ряду растворов геденбергит-ферросилит при достижении критических давлений за счет реакции $2FeSiO_3 = Fe_2SiO_4 + SiO_2$ появляется отчетливо выраженный предел несмесимости в твердом растворе геденбергита, изменяющийся с температурой и независимый от давления (Яковлев, 1979).

$$X_{CaSiO_3} = -6,52 + 149,64 \cdot 10^{-3} T - 110,00 \cdot 10^{-6} T^2 / T, K/. \quad (9)$$

Приращение X_{CaSiO_3} с возрастанием давления рассчитано по приближенному уравнению, выведенному из данных экспериментальных и

термодинамических исследований (Lindsley, Dixon, 1976; Яковлев, 1979):

$$\partial X_{CaSiO_3} / \partial P = 0,248 - 0,264 \cdot X_{Fe}^{nm} (X_{CaSiO_3} / P \text{ Па}). \quad (10)$$

По уравнению (10) корректировались составы пироксенов из экспериментов при высоких давлениях (Akella, Boyd, 1973; Hensen, 1973). Базисное давление было принято равным $10 \cdot 10^6$ Па. Реакции обмена кальцием между орто- и клинопироксенами краевых систем представляются следующими:



$$\Phi_c (\text{C2/c}) + \text{Гед} (\text{рвса}) = \Phi_c (\text{рвса}) + \text{Гед} (\text{C2/c}). \quad (12)$$

Однотипность обеих реакций при известных термодинамических параметрах реакции (11) (Newton et al., 1979) использовалась для приближенного расчета свойств реакции (12) методом сравнения данного свойства в двух рядах веществ (Карапетьянц, 1975). Линейная интерполяция позволяет получить значения свободной энергии ($\Delta \Phi_r^0$) для реакций с участием орто- и клинопироксена переменной железистости. Величины X_{CaSiO_3} при температуре 1370 К после коррекции по уравнению (10) связываются с мольной долей F_{Fe}^{2+} в клинопироксене зависимостью

$$X_{CaSiO_3} = 43,08 - 24,21 \cdot X_{Fe} + 0,09 X_{Fe}^{-1}.$$

Мольные доли ферросилитового компонента (X_{Fe}) в сосуществующих при температуре 1370 К в экспериментах орто- и клинопироксенах выражаются через

$$X_{Fe}^{np} = 0,028 + 0,831 \cdot X_{Fe}^2 + 0,403 \cdot (X_{Fe}^{nm})^2.$$

Свободная энергия реакций (4) и (5) может быть записана как

$$\Delta \Phi_r^0 = RT \ln \left[\left(\frac{X_{CaSiO_3}}{X_{MgSiO_3}} \right)^{np} \cdot \left(\frac{X_{CaSiO_3}}{X_{MgSiO_3}} \right)^{nm} \right] + RT \ln \left[\left(\frac{Y_{CaSiO_3}}{Y_{MgSiO_3}} \right)^{np} \cdot \left(\frac{Y_{CaSiO_3}}{Y_{MgSiO_3}} \right)^{nm} \right],$$

где $X_{CaSiO_3} = Ca / Ca + Mg$ или $Ca / Ca + Fe$, $Ca / Ca + Mg + Fe$. Коэффициенты активности компонентов $X_{CaSiO_3} = Ca / Ca + Mg + Fe$ и $X_{Fe} = Fe / Mg + Ca + Fe$

определялись по модели тройного субрегулярного раствора (Саксена, 1975), по которым с помощью ЭЦВМ "Мир-2" были получены параметры смешения W_{i-j} для $T = 1370$ К (кДж/моль):

$$W_{Mg-Fe} = 16,69, \quad W_{Fe-Mg} = 15,90; \quad W_{Mg-Ca} = 31,34, \quad W_{Ca-Mg} = 29,29,$$

$$W_{Fe-Ca} = 7,77, \quad W_{Ca-Fe} = 21,42, \quad C = -11,95 (\pm 10,6\%).$$

Ранее установлено, что параметры смешения слабо зависят от температуры (Породообразующие пироксены..., 1979), поэтому можно принять $C_p^{ex} = 0, S^{ex} = 0$ и $W_{ij} = const$, где C_p^{ex} и S^{ex} - избыточные теплоемкость и энтропия соответственно. Положение границ несмешиваемости рассчитывалось с помощью итерации по методу Ньютона - Рафсона (Саксена, 1975). Полученные кривые бинаodalного распада при постоянной мольной доле X_{Fe} в клинопироксене представляют собой один из приближенных вариантов двупироксенового геотермометра, показания которого хорошо согласуются с данными о температурах кристаллизации габброидов, расслоенных интрузий и результатами независимых экспериментов (рис.26). Пироксеновые пары из метаморфических пород по температурам равновесия отчетливо делятся на три группы: 1 - равновесия реликтовых двупироксен-плагноклазовых мафитов (1190-1220 К); 2 - равновесия пироксен ромбический - пироксен моноклинный в присутствии плагноклаза, а также чермакитовых и гастингситоподобных роговых обманок, отвечающие интервалу температур 1110-1160 К; 3 - равновесия пироксен ромбический - пироксен моноклинный в эвлизитах, магнетитовых кварцитах Днестровско-Бугского и Приазовского районов (1010-1080 К).

Распределение Mg и Fe между орто- и клинопироксенами мафических, ультрамафических и железистых пород. Термодинамические свойства обменного равновесия $Di_{тв.р} + Fs_{тв.р} = Red_{тв.р} + Эн_{тв.р}$ рассматривались авторами ранее (Породообразующие пироксены Украинского щита, 1979). Связь константы равновесия обменной реакции с температурой выражается так:

$$\ln K_T = 14,446 \cdot 10^{-3} \cdot T^{-1} - 6,715 \cdot 10^{-3} T + 4,870 \cdot 10^{-6} T^2 - 9,938. \quad (13)$$

Значения этих величин приведены в табл.31. K_T природных реакций обмена Fe и Mg рассчитывался на основе модели субрегулярного раствора. Соотношения $X_{Fe} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ между орто- и клинопи-

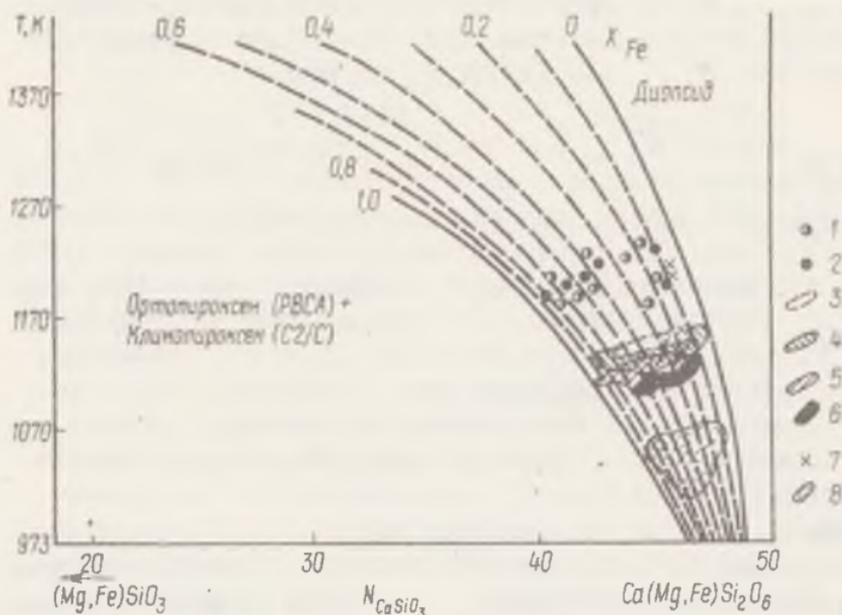


Рис. 26. Кривые бинадального распада клинопироксенов в системе $CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3$ как функции температуры при постоянном давлении 910 Па:

$N_{CaSiO_3} = (Ca / (Ca + Mg + Fe)) \times 100$; $X_{Fe}^{Пм} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$; клинопироксены в равновесии Пр+Пм (по ветви клиносольвуса): 1 - двупироксен-плаггиоклазовые гранулиты ранних стадий гранулитовой фации; 2 - составы клинопироксенов, реконструированные (матрица+ламелли) по данным микронзондового анализа (реликты в породах двупироксен-роговообманковой фации); 3 - двупироксен-плаггиоклазовые оторочки вокруг роговых обманок из двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов; 4 - двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты Побужья; 5 - то же, Приазовье; 6 - то же, блок Аранта (центральная Австралия); 7 - то же, район Фискенесет (юго-западная Гренландия); 8 - гранат-двупироксеновые и двупироксеновые эвлизиты и магнетитовые кварциты Побужья и Приазовья.

роксенами приближенно выражаются уравнением $X_{Fe}^{Пм} = 0,003 + 1,831x$ и $x X_{Fe}^{Пм} - 1,143 \cdot (X_{Fe}^{Пм})^2$ и могут интерпретироваться как изотерма Побужья.

Химические анализы пироксеновых пар были сгруппированы в несколько серий, каждая из которых по геологическим данным отражает ту или иную ступень равновесия между ромбическим и моноклинным пироксенами. Изотерма субфации двупироксен-плаггиоклазовых мафических гранулитов хотя и охарактеризована всего пятью достоверными парами валовых химических анализов распавшихся орто- и клинопироксенов (матрица+ламелли) из реликтовых ассоциаций Пр+Пм+Пл,

Т а б л и ц а 31. Константы равновесия, температуры равновесия обменной реакции Гед+Эн=Ди+Фс и параметры смешения твердых бинарных растворов орто- и клинопироксена

Номер	Ортопироксен		Клинопироксен		$\ln K_T$	T, K
	W_0/RT	W_1/RT	W_0/RT	W_1/RT		
1	1,959	-0,076	1,668	0,601	0,296	1150
2	2,040	-0,067	1,662	0,660	0,316	1130
3	2,070	-0,091	1,635	0,711	0,752	990
4	2,012	-0,082	1,648	0,715	0,621	1070

П р и м е ч а н и е . 1 - двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты Побужья; 2 - то же, Приазовье; 3 - магнетитовые кварциты и эвлизиты Приазовья; 4 - то же, Побужье.

отчетливо отражается в распределении Mg и Fe . Для расчета константы равновесия, где требуется переопределенная система уравнений, этих данных недостаточно. Условия равновесия Пр+Пм в двупироксен-роговообманковых мафических гранулитах Украинского щита хорошо сопоставляются с данными для метабазитов других регионов (Newins, 1975) и описываются (с учетом погрешности) единой изотермой 1130-1140 К. Двупироксеновые равновесия в эвлизитах и магнетитовых кварцитах Первомайско-Голованевского района Побужья, пространственно и генетически связанные с залежами мафит-ультрамафитов, устанавливаются в интервале температур 1050-1080 К. Гранат-двупироксеновые железистые породы Приазовья в западной и центральной частях этого района принадлежат изотерме 1010 К (+20°). Почти тождественные условия равновесия Пр+Пм устанавливаются в двупироксен-магнетитовых кварцитах Гаггон (провинция Гренвилл, Канада).

Энтропия обменной реакции Ди+Фс=Гед+Эн для температурного интервала 900-1400 К, по нашим данным, составляет (в среднем) 8 Дж/К. Это указывает на то, что перераспределение Mg и Fe между орто- и клинопироксенами не так чувствительно к изменению температуры, как, например, обменные равновесия с участием граната и кордиерита, граната и биотита. Вместе с тем обращает внимание очень выдержанное положение изотерм распределения Mg и Fe в пироксенах из одинаковых парагенезисов Пр+Пм+Ро+Пл, Гр+Пр+Пм, Пр+Пм+Кв+Мт, Гр+Пр+Пм+Кв+Мт, характеризующих ступени развития гранулитовых комплексов удаленных друг от друга регионах развития раннего докембрия. Отмеченная особенность соотношений составов

сосуществующих пироксенов, по мнению авторов, может служить свидетельством очень длительного установления равновесий и медленного непрерывного понижения температуры инициального метаморфизма.

Распределение Mg и Fe между гранатом и клинопироксеном из мафитов, эвлизитов и магнетитовых кварцитов. Процесс формирования гранатовых мафитов, а затем гранатовых эвлизитов и магнетитовых кварцитов относится к заключительной стадии становления гранулитового комплекса Украинского щита. По многочисленным данным, гранат-пироксеновые мафиты сменяют парагенезис $Pr+Pm+Po+Pl$. Чаще всего возникновение граната связано с реакцией $Pl+Pr+Gr+Pm$. Кроме того, в десилицированных мафических гранулитах гранат появляется за счет реакции $Gr+Pm=Gr+Pr$ (Яковлев, 1976). В гранатовых эвлизитах гранат появляется за счет более ранней ассоциации феррогиперстен (70-90%) + кальциевый плагиоклаз (20-10%), сохраняющейся среди пироксен-магнетитовых кварцитов Орехово-Павлоградской зоны, Приазовья и Побужья. На Побужье они изучались микрозондом. Смена этих своеобразных пород тождественными по составу гранат-двупироксеновыми, гранат-клино- или гранат-ортопироксеновыми эвлизитами объясняется наложенными геохимическими процессами и изменениями составов минералов в присутствии (или без) магнетита. Гранат во всех равновесиях представлен кальций-содержащим алмандином, который описывается системой $Alm-Pir-Gr+Sp$.

Равновесное распределение Mg и Fe между гранатами пироп-алмандинового ряда и твердыми растворами клинопироксена описывается в первом приближении термодинамическими параметрами обменной реакции



В первых работах, установивших большое петрологическое значение реакции (7), использовалось допущение о близости распределения Mg и Fe между Gr и Pm к модели идеального раствора (Перчук, 1970). В дальнейшем было показано, что для термодинамического описания обменного равновесия (7) требуется привлечение модели субрегулярного раствора (Saxena, 1979), которая обеспечивает лучшее согласование экспериментальных данных с природными закономерностями. К настоящему времени известны несколько экспериментальных калибровок гранат-клинопироксенового геотермобарометра (Hensen, 1973;

Raheim, Green, 1974; Wood, 1976). Однако результаты экспериментов дают противоречивые сведения о связи между величиной $\ln K_T$, температурой и давлением. Д.Гангули (Ganguly, 1979) провел сравнительный анализ имеющихся экспериментальных данных и согласовал их с результатами термохимических исследований.

Константы равновесия (14) для изотермических пар гранат-клинопироксен вычислялись на основе модели двупараметрического регулярного раствора. Значения K_T (7), полученные для экспериментальных реакций обмена, использовались как критерий для выбора зависимости между $\ln K_T$, T и P . Константа равновесия для температуры 1370 К и давления $30-45 \cdot 10^8$ Па (Akella, Boyd, 1973) рассчитана по системе уравнений:

$$\ln K_T + \Delta V \cdot P / RT = K + A'_0 / RT (X_{Fe} - X_{Mg})^{11m} + A'_i / RT (6X_{Mg} \cdot X_{Fe} - 1)^{11m} + A''_0 / RT (X_{Mg} - X_{Fe})^{11p} + A''_i / RT (6X_{Fe} - X_{Mg} - 1)^{11p} = 0,8625,$$

где A' и A'' - параметры смещения Fe и Mg в клинопироксене и гранате соответственно. Сопоставление с предложенными уравнениями связи $\ln K_T = f(T, P)$ показывает, что лучшее приближение достигается при использовании аппроксимаций Д.Гангули (Ganguly, 1979)

$$\ln K_T = (4801 - 11,07 \cdot P) / T - 2,93, \text{ где } P, 10^8 \text{ Па и } T, \text{ К. (15)}$$

Например, величина $\ln K_T$ для $35 \cdot 10^8$ Па составляет 0,8625. Уравнение (15) позволяет получить приближение с $P=36,2 \cdot 10^8$ Па. Результаты расчета K_T для гранат-клинопироксеновых равновесий Украинского щита сведены в табл.32. Полагая, что тесное чередование гранат-двупироксеновых и гранат-клинопироксеновых обособлений в мафитах, эвлизитах и магнетитовых кварцитах отражает температуры соответствующих равновесий Pr+Plm (см. табл.31), мы определили приближенные величины равновесного давления (табл.32).

Равновесие роговая обманка + кварц \approx ортопироксен + клинопироксен + H_2O . Парагенезис Ro+Pr+Plm+Pl широко распространен в мафических породах. Количественные соотношения между чермакитовыми и гастингситоподобными амфиболами и плагноклазом значительно изменяются: от пироксеновых бесплагноклазовых пород (горнблендитов) до двупироксен-плагноклазовых мафических гранулитов с единичными зернами роговой обманки. Такие изменения минерального состава мафитов Украинского щита устанавливаются, как правило,

Т а б л и ц а 32. Константы равновесия и равновесные давления некоторых гранат-пироксеновых комплексов Украинского щита

Номер	$\ln K_T$	T, K	$P, \text{м} \cdot 10^3 \text{Па}$
1	1,312	1150	8,1
2	1,578	1080	7,4
3	1,867	990	5,4

П р и м е ч а н и е . 1 - гранат-двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты центральной части Украинского щита (Щербаков, 1975); 2 - гранат-клинопироксеновые эвлизиты Побужья (участки Молдовский, Савранский, Грушковский, Тарноватский); 3 - гранат-клинопироксеновые эвлизиты Приазовья.

в сравнительно небольших залежах. Их нельзя объяснить последовательным изменением температуры и давления при метаморфизме.

Особый интерес представляют случаи смещения равновесия $\text{Ро} + \text{Пр} + \text{Пм} + \text{Пл}$ вправо, когда роговые обманки окаймляются двупироксен-плагноклазовыми симплектитами (см. рис.15). Это явление И.Б.Щербаков (1975) объясняет прогрессивным повышением температуры до границы термической устойчивости амфибола. Альтернативная точка зрения предполагает изотермо-изобарическое разложение роговой обманки при чарнокитизации мафических гранулитов, когда привнос кремнезема обуславливает смещение равновесия вправо (Яковлев, Бочков, 1972). В пользу последнего свидетельствуют: изотермическое распределение Mg и Fe между орто- и клинопироксенами собственно парагенезиса $\text{Ро} + \text{Пр} + \text{Пм} + \text{Пл}$ и симплектитовых оторочек - $\text{Пр} + \text{Пм} + \text{Пл}$; придуроченность симплектитообразования к участкам чарнокитизации мафических гранулитов. Отметим, что высокожелезистые роговые обманки в такой ассоциации не имеют симплектитовых кайм, хотя феррогастингситы (феррочермакиты) имеют значительно более низкую температуру диссоциации, чем паргасит (чермакит).

Микровзондовые исследования нередко показывают, что зерна роговых обманок в этом парагенезисе состоят из отличающихся по составу участков. В одних случаях они беспорядочно разбросаны в матрице гастингситовой (паргаситовой) роговой обманки, в других - соответствуют закономерному зональному изменению ее химизма. Это

явление изучалось в роговых обманках, сосуществующих с Пр и Пм в мафических гранулитах различных участков Побужья, Приазовья и Орехово-Павлоградской зоны. В каждом из этих районов мафиты с полифазными амфиболами встречаются не так часто, однако закономерности в изменении составов амфиболов проявляются во многих случаях вполне закономерно. В центральных частях зональных роговых обманок обнаружены участки, сложенные чермакитовой роговой обманкой ($Na_2O = 0,6-1,2\%$; $Al_2O_3 = 11,2-14,8\%$; $CaO = 11,5 - 12,1\%$). В периферических зонах, которые могут быть сложными по очертаниям, роговые обманки приближаются к амфиболам гастингситового типа ($Na_2O = 1,8 - 2,8\%$; $K_2O = 1,5 - 0,55\%$; $Al_2O_3 = 8,0 - 10,6\%$; $CaO = 9,2 - 10,3\%$). Следующая ступень изменения составов роговых обманок характеризуется появлением внешних кайм, сложенных синезеленой роговой обманкой, более обогащенной термолитовым (фарротермолитовым) компонентом ($Na_2O = 1,1 - 1,7\%$; $Al_2O_3 = 5,6 - 8,0\%$; $CaO = 11,0 - 12,1\%$). До появления этого типа амфиболов зональные плагиоклазы сопоставимы с роговыми обманками по отношению $Ca / Ca + Na$, т.е. можно выделить зоны, где $\left(\frac{Ca}{Ca+Na}\right)^{P_0} = \left(\frac{Ca}{Ca+Na}\right)^{P_1}$.

По модели субрегулярного раствора рассчитывались параметры смещения A_0 и A_1 Пр, Пм и Ро, которые рассматривались как бинарные железомagneзиальные твердые растворы: $A_0^{Pr} / RT = 1,994$; $A_1^{Pr} / RT = -0,420$; $A_0^{Pm} / RT = 1,697$; $A_1^{Pm} / RT = 0,752$; $A_0^{Po} / RT = 2,094$; $A_1^{Po} / RT = -0,354$. Сопоставляя данные о сложном изоморфизме роговых обманок (Яковлев, Бочков, 1972; Щербаков, 1975) с графиком распределения Mg и Fe (рис.27), приходим к выводу, что гетеровалентный изоморфизм роговых обманок не оказывает существенного влияния на особенности их обмена железом и магнием с орто- и клиноцирконсенами. По исходным данным (табл.32), для определения коэффициентов активности Mg и Fe в твердых растворах Ро, Пр и Пм, получаем константы равновесия реакции: $Ro + K_2 = Pr + Pm + Pl + H_2O$. Соотношения между $\chi_{Fe} = Fe^{2+} / Fe^{2+} + Mg$ сосуществующих роговой обманки, орто- и клиноцирконсена приняты по аппроксимации составов природных ассоциаций

$$\chi_{Fe}^{Pm} = 0,084 + 0,254 \chi_{Fe}^{Po} + 0,752 (\chi_{Fe}^{Po})^2; \chi_{Fe}^{Pr} = 0,127 + 0,856 \chi_{Fe}^{Po} + 0,121 (\chi_{Fe}^{Po})^2$$

Вычисления производились при условии постоянства температуры, давления на твердые фазы, давления водного флюида, когда $\sqrt{SiO_2}$ и $\sqrt{H_2O} = 1$. Константа равновесия для интервала составов роговой обманки $\chi_{Fe} = 0,2-0,8$ составляет 7,11. Условия равновесия реакции -

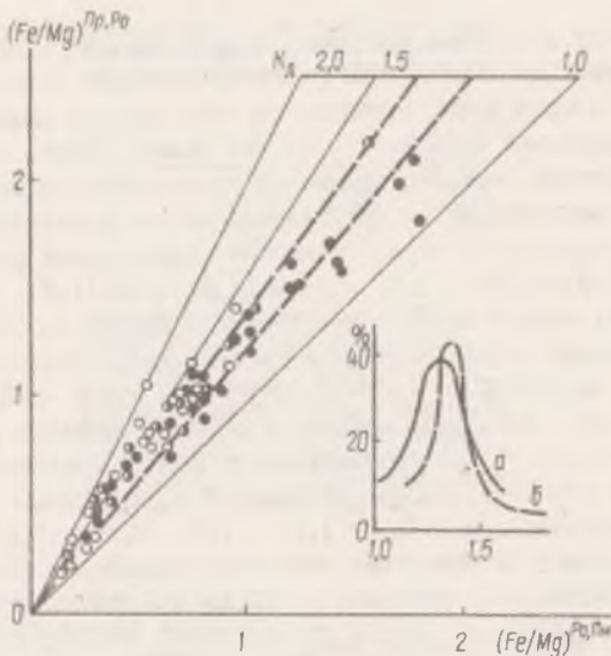


Рис.27. Распределение магния и железа между парами ортопироксен - роговая обманка, роговая обманка - клинопироксен: темные кружки - Pr+Po в породах Украинского щита; светлые - Pm+Po в породах Украинского щита; наполовину темные - Pr+Po в породах центральной (блок Кранта) и Западной Австралии (район Куэйрединг в щите Итегари)

$l\pi K_T = V_S \cdot P + l\pi P_{H_2O}$, откуда $P_{H_2O} = 14,8 \cdot 10^8$ Па. Сравнивая рассчитанные давления на твердые фазы с полученным результатом, можно вывести соотношение между общим давлением и давлением водного флюида - $P_{H_2O} = 0,185 P_{общ}$.

Региональный метаморфизм мафических-ультрамафических и железистых пород. Высокометаморфизованные мафит-ультрамафитовые породы, по нашим данным, представляют останцы древнейшего субстрата, который некогда преобладал в составе кратона. Архейские мафиты приближаются по особенностям кристаллизации к коматитовому тренду, однако заключительная серия высокожелезистых мафитов отвечает не толеитовому, а феннеровскому направлению кристаллизации, где накопление Fe в расплаве не сопровождается возрастанием количества щелочей и кремнезема (рис.28). Такая обстановка кристаллизации отвечает резко восстановительной среде ($l\pi f_{O_2} = -18 - 24$). Повышен-

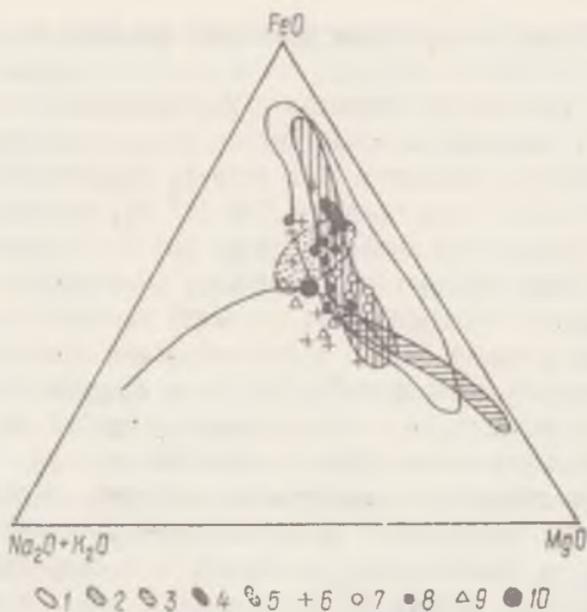


Рис.28. Диаграмма составов древнейших мафитов:

1 - Украинский шит; 2 - район Фредериксхоб (юго-западная Гренландия); 3 - Свазиленд (южная Африка); 4 - Сермимилкфюрд (западная Гренландия); 5 - амфиболиты района Нерия (там же); 6 - гранитизированные амфиболиты Украинского шита; 7 - район Фйскенесет (юго-западная Гренландия); 8 - район Готхоб (там же); 9 - гранитизированные амфиболиты в гнейсах Амералик (там же); 10 - средний состав мафитов зеленокаменных поясов Канады

ная основность и железистость метабазитов раннего докембрия Украинского шита подчеркивали И.С.Усенко (1960) и И.Б.Щербаков (1975).

Древнейшие продукты регионального метаморфизма базитов представлены редкими останцами двупироксен-плаггиоклазовых мафических гранулитов. Судя по продуктам распада орто- и клинопироксенов, температуры двупироксеновых равновесий достигали 1190-1220 К. Верхний предел давления в этом температурном интервале (расчет по реакциям $An+Fs=Feд+Грц$ и $An+Эн=Ди+Пи$ с учетом того, что в разрезах мафитовых тел встречаются изофациальные магнезиальные и высокожелезистые парагенезисы) составляет $11,6 \cdot 10^8$ Па (+1,30). Это соответствует метаморфизму близ осно-

вания земной коры. По косвенным признакам он имел изохимический характер.

Указанные реликты встречаются в двупироксен-роговообманковых гранулитах, которые наиболее широко распространены среди базитов гранулитового комплекса. Эта ступень характеризуется температурой 1110–1140 К при давлении $7-8 \cdot 10^8$ Па, одинаковыми для всех районов Украинского щита. Наиболее ранним продуктом гидратации базитов были чермакитовые амфиболы, равновесные с анортитом (микрозондовые исследования). Развитие гастингситоподобных роговых обманок в ассоциации с более натриевым плагиоклазом можно объяснить только привнесом Na_2O на фоне возрастающего давления существенно водного по составу флюида и крайне низких P_{O_2} .

Ультрамафиты на данной стадии обнаруживают отчетливые реакционные взаимоотношения с вмещающими мафитами, отражающими зональность в смене минеральных парагенезисов: Пм+Пр+Пл+Ро – Шп+Ро+Пм+Пр+Ол_{ред} – Пм+Пр+Ол, Хр_{ред}. Эти явления сопровождаются десиликацией мафитов и силификацией ультрамафитов, а также вполне подвижным поведением таких петрогенных элементов, как магний и кальций.

Следующая ступень метаморфизма пород мафит-ультрамафитового комплекса характеризуется наиболее полным проявлением метаморфической дифференциации. Она отражает время и условия появления крайне железистых вторичных пироксенов в парагенезисе с фаялитом и гранатом и пород, которые мы называем эвлизитами ("эвлизитовая субфация"). К этой стадии, по-видимому, относятся карбонатизированные базиты Пр+Пм+Ро+Пл+Ильм → Ка+фа+Грц+Ильм, магнетитовые кварциты – продукты метаморфической переработки первоначальных ферробазитов; феррокордиерит-герцинитовые, сапфирин-корундовые и другие глиноземистые породы, возникшие в результате десиликации анортитовых плагиоклазитов. РТ-условия данной субфации отвечают температуре 980–1070 К и $5,4-6,3 \cdot 10^8$ Па общего давления при резком возрастании P_{CO_2} во флюиде.

Метаморфические породы на Украинском щите представлены всеми фациями, начиная от зеленосланцевой до высокой гранулитовой. Резко преобладают, однако, метаморфиты амфиболитовой фации, а среди последних – породы, связанные с гранитообразованием, – продукты "гранитного" метаморфизма.

Каждый из геолого-структурных районов щита характеризуется своими особенностями. В Северо-Западном районе представлены породы прогрессивной ветви метаморфизма и гранитообразования в условиях амфиболитовой фации. В Днестровско-Бугском районе обнаружены наиболее высоко метаморфизованные породы щита со сложной историей формирования. Росинско-Тикичский район – это область интенсивного гранитообразования в условиях амфиболитовой фации, наложенного на метаморфическую зональность от гранулитовой до амфиболитовой фации. В Ингуло-Ингулецком районе развиты гранитоиды, вероятно, прогрессивной ветви, а метаморфизм пород суперкрупной толщи достигал верхов амфиболитовой – низов гранулитовой фаций. В Среднеприднепровском районе распространены зеленосланцевые толщи, залегающие на древнем гранитном диафторированном фундаменте. В Приазовье все эти особенности совмещены на небольшой площади.

Наиболее высоко метаморфизованные породы Украинского щита, местами достигающие высокой гранулитовой субфации, слагают "гранулитовую дугу" в западной половине щита. Двупироксеновые (без роговой обманки) и гиперстен-кордиеритовые парагенезисы здесь выступают обычно в виде реликтов. Проявления эклогитовой фации наложены на породы пироксен-роговообманковой субфации. В Приазовье породы гранулитовой фации развиты исключительно в виде реликтов-скиалитов в поле мигматитов амфиболитовой фации. В Ингуло-Ингулецком районе сравнительно высокометаморфизованные

породы образуют прерывистые полосы, обрамляющие блок с запада и востока. Гранулитовая фация здесь определена условно. Так, железистость гиперстена в двуокисен-плагиоклазовых кристаллосланцах с кварцем нередко превышает 50, а в чарнокитах (Pr+Pl+Kш+Кв+Гр) — 60%. Железистость граната в парагенезисе с кордиеритом часто отвечает намеченной фации глубинности ($f_{Fe} = 79-81$). Таким образом, породы гранулитовой фации Ингуло-Ингулецкого района относятся, в сущности, к переходной субфации от амфиболитовой к гранулитовой фации.

Породы амфиболитовой фации в основной массе подверглись гранитизации и в сравнительно "чистом" виде сохранились лишь в условиях низкой амфиболитовой субфации (главным образом Северо-Западный и Ингуло-Ингулецкий районы).

Породы зеленосланцевой фации прогрессивной ветви метаморфизма развиты в северном обрамлении Коростенского плутона и Среднем Приднепровье, регрессивной ветви — в линейных зонах диафтореза.

Ранее существовало мнение об определяющей роли разломов в формировании границ метаморфических фаций. Предполагалось, что метаморфическая зональность обусловлена блокировкой щита, в результате которой на поверхность выведены породы разного уровня метаморфизма (Усенко и др., 1971). При более детальном картировании оказалось, что поля развития тех или иных метаморфических фаций имеют извилистые контуры и лишь в сравнительно редких случаях контролируются разломами. Фациальными границами служат немногие разломы, например Савранско-Тальновско-Мироновский и Криворожско-Кременчугский. Разломы, картируемые на основании смещения магнитных и плотностных полей, зачастую являются переходными метаморфическими зонами и обусловлены сменой минеральных парагенезисов. Такова, например, зона перехода от Днестровско-Бугского к Росинско-Тикичскому району — Ружинско-Липовецкий подрайон.

Определяющая роль разломов несомненна в формировании линейных зон диафтореза. Широкое распространение последних установлено в Днестровско-Бугском районе. Вещественным выражением таких зон является образование минеральных парагенезисов, разрыв в уровне метаморфизма которых и вмещающих пород составляет одну-две субфации. Характерная особенность линейных зон — широкое развитие калиевых гранитоидов.

По-видимому, линейные зоны диафтореза проявлены на Украинском щите значительно шире, чем это отображено на карте метамор-

физма. Вполне вероятно, что все нижнепротерозойское регрессивное гранитообразование на обширных площадях щита связано с подобными зонами разной мощности. В частности, весь Росинско-Тикичский район можно рассматривать как мощную субмеридиональную зону диафтореза.

По многим вопросам развития метаморфизма в пространстве и во времени у авторов сложились противоречивые, иногда взаимоисключающие представления. Большинство авторов настоящей работы считает, что наиболее ранний этап метаморфизма, в результате которого первичная океаническая кора вместе с древнейшими вулканидами и осадками была превращена в гранулитовый слой континентальной коры, имел монофациальный характер. В частности, в западной половине щита (кроме Северо-Западного района) удается реставрировать единую метаморфическую зональность с понижением степени метаморфизма от высокой гранулитовой субфации до эпидот-амфиболитовой фации. Ориентировка осей метаморфических зон была здесь близка к северо-западной. Наблюдаемая в плане щита зональность, по мнению этих авторов, обусловлена наклонным эрозионным срезом, что свидетельствует в пользу модели горизонтально-слоистого строения Украинского щита (Щербаков, 1975). Последовательная смена фаций с глубиной подтверждается также тем, что породы самой глубокой фации — гиперстен-силлиманитовой вынесены интрузиями чарнокитов букинского комплекса и, вероятно, породами коростенского комплекса.

По мнению Р.Я.Белевцева, В.И.Орсы, И.М.Этингофа и Я.П.Билинской, в строении Ингуло-Ингулецкого и Среднеприднепровского районов участвуют два структурных этажа — архейский и нижнепротерозойский. Оба района различаются по степени обнаженности архейского этажа. Если в Ингуло-Ингулецком районе гранитоиды основания слагают лишь отдельные крупные выступы, в Среднеприднепровском архейские гранитоиды образуют основной фон, на котором выделяются отдельные зеленокаменные структуры. Р.Я.Белевцев считает, что метаморфизм обоих блоков, как, впрочем и всего щита, по крайней мере в пределах верхнего структурного этажа был прогрессивным, зональным и существенно термальным. По мнению И.Б.Щербакова, нижний этаж Среднеприднепровского блока сложен диафторитами по породам гранулитовой фации.

В Приазовье, как и в западной половине щита, ведущими явились процессы регрессивного преобразования пород гранулитовой фации.

На основании изучения метаморфизма конкретных районов в истории щита можно выделить два крупных метаморфических цикла: днестровско-бугский и криворожский. Под циклом понимается совокупность процессов метаморфизма (прогрессивной и регрессивной ветвей) и гранитообразования. Третий, овручский цикл, по некоторым данным последокембрийский (устное сообщение В.А.Рябенко).

В период днестровско-бугского цикла происходил метаморфизм гранулитовой фации западной половины щита, а также эндербито- и чарнокитообразование. В период днестровско-бугского цикла были метаморфизованы породы днестровско-бугской и западно-приазовской серий. К нему же, как показало изучение зональности в Тикичском подрайоне, следует относить породы росинско-тикичской серии, являющиеся гранитизированным и диафторированным аналогом днестровско-бугской серии, а также, возможно, породы аульской свиты Среднего Приднестровья.

Архейский возраст днестровско-бугской серии лишь отчасти подтверждается определениями абсолютного возраста: по циркону из двупроксеновых кристаллосланцев г.Гайворона получен возраст 2500 ± 60 млн.лет (Каталог изотопных дат..., 1978), а из биотит-гранатовых гнейсов среди бердичевских гранатов - 3200 млн.лет (устное сообщение Н.П.Щербака). Калий-аргоновый возраст пород росинско-тикичской серии превышает 2500 млн.лет (Каталог изотопных дат..., 1978). Гранитоиды подольского комплекса, тесно связанные с толщами днестровско-бугской серии не только по условиям залегания, но и одинаковой величиной термодинамических параметров, имеют раннепротерозойский возраст - 2100-2300 млн.лет. Следовательно, гранитообразование и метаморфизм в днестровско-бугском цикле были разорваны во времени.

Наблюдаемая метаморфическая зональность пород днестровско-бугского цикла - суммарный результат нескольких фаз метаморфизма с собственными полями напряжений. Так, В.М.Венидиктов (1978, 1979) на основании структурно-метаморфического анализа выделил на территории Приднестровья четыре тектоно-метаморфических цикла: бугско-днестровский, подольский, мурафский и сорокский. По его мнению, каждый последующий цикл осуществлялся при меньших параметрах температуры и давления. По мнению других авторов (И.Б.Щербаков, Р.И.Сироштан), РТ-условия гранулитового метаморфизма имеют более сложный характер. Выше приводился пример образования бурой гастингситовой роговой обманки в реакционных структурах вокруг пироксенов; которое происходит в условиях по-

вышения давления. Упоминались также реакционные структуры граната, возникающие после образования бурой роговой обманки, которые рассматриваются как начальная фаза экологитизации (Усенко, Щербаков, 1966, 1970). Однако общая тенденция метаморфизма – понижение РТ-параметров от начала к концу цикла – сохраняется.

До сих пор нет строгих данных, которые позволили бы отделить продукты регрессивной ветви собственно днестровско-бугского цикла метаморфизма от прогрессивной ветви следующего – криворожского цикла.

В Приазовье, в породах западноприазовской серии, метаморфизованной в условиях гранулитовой фации, широко распространены реакционные структуры, которые связаны с возникновением буро-зеленой и зеленой роговых обманок. В результате последовательного ряда реакций с образованием все менее глиноземистой роговой обманки первичные парагенезисы $Pr+Pm+Pl$ сохраняются в виде реликтов среди пород с парагенезисом $Pr+Pm+Pl+Po+Kv$. В конечном итоге породы с гранулитовыми парагенезисами преобразуются в амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты возрастом 2700–2800 млн. лет с последующей мигматизацией. Таким образом, по мнению Р.И. Сироштана, верхнеархейские породы в раннепротерозойское время претерпели два этапа метаморфических преобразований, из которых первый проходил в условиях гранулитовой фации, а второй – амфиболитовой с проявлениями ультраметаморфизма. Аналогичная этапность наблюдалась и для пород центральноприазовской серии с той лишь разницей, что определения абсолютного возраста, выполненные уран-торий-свинцовым методом по цирконам из чарнокитов, дают цифры не выше 2080 млн. лет (Каталог изотопных дат..., 1978).

В западной половине щита процессы диафтореза имели примерно такую же последовательность, что и в Приазовье. Здесь внутри "гранулитовой дуги" особенно широко проявилось регрессивное гранитообразование. Возраст роговых обманок из амфиболитов и гранодиоритов нередко превышает 2500, а гранитов – 1800–2100 млн. лет. По мнению И.Б. Щербакова, гранитообразование и связанные с ним "плаггиогранитный", затем "гранитный" типы метаморфизма, которые привели к преобразованию днестровско-бугской серии в росинско-тикичскую, являются завершающим этапом днестровско-бугского цикла метаморфизма. Длительность этого последнего составит, таким образом, почти 1500 млн. лет.

В Среднеприднепровском районе к днестровско-бугскому циклу относятся, возможно, породы аульской свиты, заключенные в виде

ксенолитов среди гранитоидов. На первоначально гранулитовый метаморфизм свиты указывают реликты пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев. Возраст аульской свиты древнее 3100 млн. лет. Стратиграфическое положение конкско-верховцевской серии является предметом дискуссии. По многочисленным определениям возраст ее 2600–3100 млн. лет. Особенность пород конкско-верховцевской серии – низкий уровень метаморфизма (от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации включительно) при отсутствии реликтов более высоких фаций и умеренной гранитизации.

Следующий метаморфический цикл – криворожский – обусловил формирование второго – нижнепротерозойского структурного этажа. К этому циклу относятся криворожская, ингуло-ингулецкая, бугская и тетеревская серии и, возможно, клесовская свиты. Особенности пород этого цикла являются господствующая прогрессивная направленность метаморфизма, слабое проявление метаморфической регрессивной ветви, более полный набор метаморфических фаций, сравнительно четкая метаморфическая зональность, преимущественно прогрессивный характер гранитообразования.

Три нижнепротерозойских серии (криворожская, ингуло-ингулецкая и бугская) последовательно сменяют одна другую в направлении с востока на запад без видимого несогласия. По данным Р.Я.Белевцева (1975), в направлении с востока на запад из разреза криворожской серии последовательно выпадают метабазиты, метаультрабазиты, железистые и карбонатные породы, так что в западной части Кировоградского блока (район г.Звенигородки) остается лишь верхняя терригенная часть разреза (чечелевская свита ингуло-ингулецкой серии). Такой же плавный переход наблюдается от ингуло-ингулецкой к бугской серии в южной части блока через свиты неясной стратиграфической принадлежности – рошаховскую и каменно-костоватскую.

Ингуло-Ингулецкий район можно представить как блок с единой метаморфической зональностью и общим возрастанием степени метаморфизма с востока на запад. Наблюдаются локальные метаморфические минимумы и максимумы, обусловленные, по мнению Р.Я.Белевцева, термально-купольным характером метаморфизма в этом районе. Прогрессивный характер метаморфизма и локальная метаморфическая зональность особенно четко фиксируются в Криворожско-Кременчугском районе. По данным Р.Я.Белевцева, минимумы метаморфизма приурочены к сяклинорным зонам Криворожско-Кременчугской полосы, а максимумы – к выступам фундамента. Проявления регрес-

сивного метаморфизма, как наложение амфиболитовой фации на гранулитовую, известны лишь в восточной части Ингуло-Ингулецкого района.

Не ясно время проявления и тип метаморфизма в Тетеревской полосе гнейсов и расположенной к северу от нее клесовской свиты (серии). Судя по минеральным парагенезисам, здесь наблюдалась такая же последовательность процессов, как и во всем Подольском блоке – прогрессивный метаморфизм, достигавший уровня амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, прогрессивное гранитообразование и наложение регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Особенность метаморфизма Северо-Западного района состоит в том, что он, по-видимому, вообще не превышал уровня амфиболитовой фации; пироксенсодержащие породы являются, вероятно, магматическими образованиями. Изучение толщи суперкрупных пород буровыми профилями (Ю.К.Пийяр, В.М.Клочков) показало, что каких-либо несогласий между тетеревской и днестровско-бугской сериями нет. Нижняя часть разреза тетеревской серии метаморфизована значительно сильнее, чем верхняя, и почти достигает уровня метаморфизма верхов днестровско-бугской серии. Подстилающими породами для тетеревской и клесовской серий являются, несомненно, породы днестровско-бугской серии. Об этом свидетельствуют крупные ксенолиты, вынесенные интрузией коростенских гранитов (например Ушомирский блок).

Таким образом, создается представление о существовании в западной половине щита единой метаморфической зональности с разными уровнями эрозионного среза, включающей породы днестровско-бугской, тетеревской и клесовской серий. Этим выводам противоречат данные абсолютного возраста: тетеревских гнейсов 1700–1900 млн. лет, а клесовской серии – еще ниже. Более того, нет принципиальных препятствий против объединения западной половины щита и Ингуло-Ингулецкого района в один блок с единой, дополняющей одна другую метаморфической зональностью.

Ко второму метаморфическому циклу относятся, кроме того, образования осипенковской свиты, возраст которой, определенный калий-аргоновым методом, составляет 1500–1900 млн. лет (Каталог изотопных дат ..., 1978). Породы этой свиты возникли или в узких грабеновых зонах (сорокинская, куйбышевская, федоровская – осипенковская свита), или в наложенных пологих прогибах типа Гуляйпольской структуры (гуляйпольская свита). Эти геологические структуры выполнены метаморфизованными пестрыми отложениями гле-

нисто-карбонатных и песчано-глинистых формаций с явно подчиненными вулканогенными образованиями. В Приазовье криворожский цикл метаморфизма был одноактным процессом, происходившим в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Метаморфизм Украинского щита в целом относится к андалузит-силлиманитовой фациальной серии, однако в пределах серии есть небольшие отклонения в сторону как пониженных, так и повышенных давлений.

Максимум метаморфизма Украинского щита по температуре и давлению приурочен к древнейшему - днестровско-бугскому циклу. Температура формирования двупироксен-плагноклазовых гнейсов в Гайворонском блоке Среднего Побужья, определенная разными методами, составляет 1050-1160 К, а давление - $7-10 \cdot 10^8$ Па. Гиперстен-гранат-силлиманитовые породы, залегающие, по-видимому, значительно ниже современного эрозионного среза, установлены только в ксенолитах среди интрузивных чарнокитов.

По мере развития регрессивного этапа метаморфизма происходит понижение температуры и давления, образуются водосодержащие минералы амфиболитовой фации. Так, вдоль внутренней части "гранулитовой дуги" повсюду распространены парагенезисы куммингтонита с грязно-голубовато-зеленой эденитовой роговой обманкой. Гранат в metabazитах исчезает, что является характернейшей особенностью регрессивного метаморфизма. В целом, метаморфизм гранулитовой фации днестровско-бугского цикла относится к алданскому типу (Гранулитовая фация, 1972). Установлены специфические особенности метаморфизма этого типа: полицикличность формирования, общая регрессивная направленность метаморфических реакций как по температуре, так и по давлению, широкое развитие мигматит-чарнокитов.

Максимум метаморфизма криворожского цикла, проявленный в Ингуло-Ингулецком районе, достигал, по Р.Я.Белевцеву, 1020 К при давлении $5-6 \cdot 10^8$ Па. Метаморфизм этого цикла вполне отвечает ладожскому типу (Гранулитовая фация, 1972). Характерные признаки ладожского типа особенно отчетливо проявились в районе р.Тетерева. Особенности минеральных парагенезисов в этом районе, обусловленные метаморфизмом пониженного давления, следующие: широкое развитие кордиерита и андалузита, эденитовой роговой обманки, куммингтонита со сравнительно основным плагноклазом, появление кордиерит-гранат-ортоклазовых пород в амфиболитовой фации. Нали-

чие интрузивных чарнокитов – также признак метаморфизма лодожского типа.

Образования пород осипенковской свиты в Приазовье по температуре близки к 870 К, по давлению – к $3,9 \cdot 10^8$ Па. В метapelитах широко развит ставролит и очень умеренно – кордиерит, в силлиманитсодержащих породах известны находки дистена. Все это указывает на условия сравнительно повышенных давлений.

Таким образом, термодинамический режим метаморфизма Украинского щита изменялся от высокотемпературного метаморфизма умеренных давлений (алданский тип) к разнофациальному метаморфизму низких давлений (ладожский тип) с редкими проявлениями парагенезисов повышенных давлений.

Сопоставление металлогенической специализации выделяемых на щите металлогенических областей и структурно-металлогенических зон и особенностей метаморфизма пород позволяет установить определенные закономерности в распределении ряда полезных ископаемых. В этом плане важное значение приобретают пограничные зоны фаций и субфаций метаморфизма и особенно участки, где сближены границы нескольких фаций и субфаций. Здесь в местах значительного перепада термодинамических условий происходили обменные реакции, сопровождавшиеся высвобождением и перераспределением элементов.

К зонам разграничения фаций и субфаций метаморфизма приурочены значительные скопления графита, что позволяет при наличии благоприятных литолого-стратиграфических признаков прогнозировать выявление месторождений, приуроченных к графитоносным формациям. В Северо-Западном районе (Волинская металлогеническая область) перспективна зона перехода от неизмененных пород высокотемпературной амфиболитовой субфации к породам той же субфации, но с проявлениями диафтореза в режиме низкотемпературной амфиболитовой субфации. В западной части Днестровско-Бугского района (Подольская металлогеническая область) практический интерес представляет зона перехода от гранулитовой фации к высоко-, а затем низкотемпературной амфиболитовым субфациям, а в восточной части этого же района (Белоцерковская металлогеническая область) – от высокотемпературной гранулитовой субфации к низкотемпературной. В Ингуло-Ингулецком районе (Кировоградская металлогеническая область) перспективна на графит зона перехода от гранулитовой фации к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой; в Приазовском районе (одноименная металлогеническая область) –

зона перехода от гранулитовой фации (диафторированных в высоко-температурной амфиболитовой субфации) к амфиболитовой. Имеющиеся данные позволяют допустить возможность обнаружения в переходных зонах других полезных ископаемых.

По удельному значению площадей высоко- и низкотемпературных образований к западу от Криворожско-Кременчугского разлома И.И.Этингофом выделяется две области - юго-западная и северо-восточная. В первой более 50% образований прогрессивного метаморфизма составляют породы гранулитовой фации, во второй преобладают образования амфиболитовой фации, среди которых значительную часть занимают породы низкотемпературной субфации. В этой же области щита установлены зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации прогрессивного метаморфизма. Уровень регионально проявленного регрессивного метаморфизма в юго-западной области щита определяется главным образом амфиболитовой фацией, а в северо-западной - на значительных по размерам площадях отмечается эпидот-амфиболитовый диафторез.

Граница между этими областями не вполне четкая, условная, но в целом ее можно провести по линии Новоград-Волынский - Кривой Рог. Эта линия является осью широкой (60-80 км) зоны, в которой установлены серии разрывных нарушений северо-западного направления. К некоторым из них приурочены дайковые пояса, массивы аллохтонных и, возможно, параавтохтонных образований (Мухаревский, Токаревский, Новоград-Волынский, Букинский, Уманский, Новоукраинский, Боковянский), участки понижения прогрессивного метаморфизма до уровня эпидот-амфиболитовой фации (в Северо-Западном районе щита) и низкотемпературной амфиболитовой субфации (в Ингуло-Ингулецком районе); область широкого развития процессов метасоматоза (в этом же районе). К востоку от Криворожско-Кременчугского разлома на продолжении этой зоны находится Токовский массив.

Описанная зона, совпадающая в общем с Центральной разломной зоной в понимании О.И.Слензака (1978), разделяет Украинский щит на две части, имеющие, по всей вероятности, различную металлогеническую специализацию. В генеральном плане северо-восточная часть щита, в которой значительно развиты породы низких и средних ступеней метаморфизма, перспективнее, чем юго-западная. Одна из особенностей северо-восточной части - повышенная распространенность пегматитов с редкометальной минерализацией. В отличие от нее для юго-западной части характерны пегматиты с ред-

коземельной минерализацией. Особого внимания заслуживает пограничная, буферная, зона между этими частями щита, перспективная на редкие и цветные металлы.

Изучение закономерностей развития метаморфизма на Украинском щите дает возможность решить некоторые вопросы стратиграфии.

Для западной части щита дискуссионными вопросами являются: объем тетеровской серии, соотношение днестровско-бугской и россинско-тикичской серий, бугской и днестровско-бугской, положение клесовской свиты и гранитоидов Осницкого блока.

Данные профильного бурения указывают на отсутствие видимых несогласий в разрезе тетеровской серии. В то же время установлено, что нижняя часть разреза (виленская свита) метаморфизована сильнее, чем кочеровская и городская свиты. В качестве субстрата бердичевских гранитов рассматриваются обычно двупироксен-плагиоклазовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы днестровско-бугской серии, метаморфизованные в гранулитовой фации. В северной части поля развития бердичевских гранитов, однако, субстрат представлен преимущественно метапелитами амфиболитовой фации и по составу пород ничем не отличается от виленской свиты. Таким образом, если считать, что субстратом бердичевских гранитов являются породы днестровско-бугской серии, то к ней же следует относить и виленскую свиту.

Возможен и иной подход к этому вопросу. По мнению И.М.Этингофа, немаловажное значение имеет характер залегания суперкрупных пород или степень их сохранности в процессе гранитообразования. Сравнительно детальными исследованиями установлено, что в Ингуло-Ингулецком и Среднеприднепровском районах метаморфические породы образуют обширные поля второго структурного этажа, залегающего на древних гранитоидах. Если распространить подобную аналогию на западную часть щита, следует рассматривать всю тетеровскую серию вместе с виленской свитой, породы которой слагают обширную Тетеровскую полосу гнейсов, как второй структурный этаж. В таком случае виленская свита должна остаться в низах тетеровской серии, а субстрат всего поля бердичевских гранитов следует относить к днестровско-бугской серии.

Возраст пород Букинского массива и других мелких тел, объединяемых в букинский комплекс интрузивных чарнокитов, на основании многих признаков (ксенолиты пород тетеровской серии, контактное воздействие на породы рамы, магматический генезис и др.) определяется как послететеровский и, возможно, коростенский.

Достаточно очевидным представляется образование пород росинско-тикичской серии в результате диафтореза и "гранитного" метаморфизма пород днестровско-бугской серии, причем только метабазитовой ее составляющей. Железисто-кремнистые породы Володарской и Белоцерковской магнитных аномалий Росинско-Тикичского района вместе с аналогичными породами Днестровско-Бугского района, по мнению М.А.Ярошук, составляют единую формацию, относимую к бугской серии. Следовательно, толщи пород Володарской и Белоцерковской аномалий ни в коей мере не могут служить стратотипами росинско-тикичской серии, поскольку принадлежат к иной серии (Щербаков, 1972). Ультраметаморфическими аналогами росинско-тикичской серии являются не только гранитоиды повышенной основности звенигородского комплекса, но и продукты их дальнейшей переработки - граниты уманского, росинского и ставищенского комплексов, относимые обычно к кировоградско-житомирскому возрастному комплексу. По мнению И.Б.Щербакова, если при сравнении возраста суперкрупных толщ исходить из времени первичного метаморфизма, то днестровско-бугскую и росинско-тикичскую серии следует считать возрастными аналогами.

Породы бугской серии в схеме УРМСК относятся к нижнему протерозою. Известны данные о возрасте циркона из кварцитов с.Шамраевки - 2800 млн. лет и мраморов шаблатово-завальевской свиты - 3600±800 млн.лет (Геохронология СССР, 1973). Установлено, что на нижнем Побужье гранулитовые породы бугской серии подвергаются сначала высокотемпературному, затем среднетемпературному диафторезу с образованием гранитоидов вознесенского и даже кировоградского типов. Эволюция метаморфизма и ультраметаморфизма бугской серии совершенно такая же, как и днестровско-бугской. Исходя из этого представляется вполне вероятным ее архейский возраст. Вместе с тем, породы бугской серии образуют единую метаморфическую зональность с породами ингуло-ингулецкой серии.

У авторов настоящей работы сложилось определенное мнение о положении в докембрийском разрезе трех свит бугской серии - рощаховской, каменно-костоватской и синицевской. Первые две свиты, распространенные восточнее Первсмайского разлома, следует относить к ингуло-ингулецкой серии. Третья по набору пород (биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы), а также по высокой степени гранитизации в условиях амфиболитовой фации полностью отвечает росинско-тикичской серии и должна быть исключена из бугской серии (Щербаков, 1963; Лазько и др., 1975).

Изучение метаморфизма на крайнем северо-западе щита (Осницкий блок) показало, что эта область формировалась, возможно, как самостоятельное геолого-структурное подразделение, находящееся за пределами щита. Гранитоиды Осницкого блока резко отличаются от гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса прежде всего отсутствием связанных с ними мигматитов. Породы клесовской свиты до гранитизации не были, вероятно, метаморфизованы. Не вызывает сомнения положение клесовской свиты стратиграфически выше городской свиты тетеревской серии. Авторы считают необходимым выделить клесовскую свиту в качестве самостоятельной серии, а осницкие гранитоиды - в виде самостоятельного комплекса более молодого, чем кировоградско-житомирский комплекс.

Для центральной части щита (Ингуло-Ингулецкий район) важным вопросом стратиграфии является положение в разрезе пород гранулитовой фации. Вопреки сложившимся представлениям о более древнем возрасте высокометаморфизованных толщ результаты детального геологического и метаморфического картирования на востоке Ингуло-Ингулецкого района показывают, что гранулитовые породы представляют собой нижнепротерозойскую часть разреза. Установлено, в частности, что ингуло-ингулецкая серия с разрывом залегает на архейском кристаллическом фундаменте, сложенном гранитоидами днепровского комплекса с останцами пород конкско-верховцевской серии. Породы гранулитовой фации слагают в основном свиту, для которой И.М.Этингоф предложил название "спасовская". Свиту составляют метаморфизованная вулканогенная формация, близкая по составу к андезито-базальтовой, а также терригенные породы. Результаты работ показывают, что выделение спасовской свиты в составе ингуло-ингулецкой серии является вопросом принципиальной важности. На северо-западе Ингуло-Ингулецкого района спасовская свита слагает толщу пород Ядловско-Трактемировской аномалии. В юго-западной части района вероятным ее аналогом является каменно-костоватская свита, необоснованно отнесенная к бугской серии.

Для Среднеприднепровского блока спорным является вопрос об объеме аульской свиты. Вероятно, ее следует перевести, как это предложил Б.З.Берзенин, в ранг серии. Метаморфизм пород этой серии достигал, вероятно, гранулитовой фации и относится к днепровско-бугскому метаморфическому циклу.

В стратиграфической схеме 1978 г. западноприазовская серия коррелируется с конкско-верховцевской. В отличие от последней,

однако, западноприазовская серия не образует крупных полей и метаморфизована в других РТ-условиях — в гранулитовой и амфиболитовой фациях. По существу, есть основание для корреляции западноприазовской серии только с самой нижней частью архейского разреза Среднего Приднепровья — с аульской свитой. Подобно этому подразделению западноприазовская серия вместе с комплексом архейских гранитоидов образует нижний структурный этаж. В качестве образований более высокого структурного этажа рассматриваются центральноприазовская серия и приазовский ультраметаморфический комплекс. Как известно, центральноприазовскую серию обычно считают прямым аналогом бугской серии. У них действительно много общего и в характере разреза, и в условиях метаморфизма. Однако между древними основаниями этих серий общего мало. В отличие от Днестровско-Бугского района нижний структурный этаж Приазовья представлен главным образом породами амфиболитовой фация с редкими реликтами гранулитовых парагенезисов. Стметим, что непосредственное налегание центральноприазовской серии на породы нижнего структурного этажа нигде не установлено. Вместе с тем принятый по схеме УРМСК по радиологическим данным раннепротерозойский возраст центральноприазовской серии оспаривают многие исследователи. Учитывая глубокий метаморфизм этой серии, свойственный обычно архейским образованиям, ее возраст должен быть обоснован более строго: надежнее следует выяснить ее взаимоотношения с западноприазовской серией.

Не выясненным вопросом стратиграфии Приазовья является и положение осипенковской свиты. Непосредственные контакты ее с другими образованиями тектонические. Налегание осипенковской свиты на центральноприазовскую предполагается по косвенным данным: на основании того, что она слабо метаморфизована и не гранитизирована.

В связи с перспективностью осипенковской свиты на редкометальное оруденение установление ее положения в разрезе Приазовья представляет собой одну из первостепенных задач, что является частью общей задачи по изучению стратиграфического и структурного положения слабометаморфизованных пород в сланцево-гнейсовых толщах нижнего протерозоя Украинского щита.

Украинский щит сложен в основном породами амфиболитовой фации. Породы гранулитовой фации приурочены к юго-западной окраине щита, где они образуют "гранулитовую дугу", и частично — к южной и юго-восточной окраинам.

В докембрии Украинского щита выделяются два основных цикла метаморфизма — архейский (днестровско-бугский) и нижнепротерозойский (криворожский). Каждый из циклов многофазный. Обсуждается возможность выделения циклов, ответственных за формирование клеовской свиты (с осницким комплексом) и овручской серии.

В период днестровско-бугского цикла метаморфизованы породы днестровско-бугской, западноприазовской, росинско-тикичской серий и аульской свиты конкско-верховцевской серии. К этому циклу приурочен максимум метаморфизма Украинского щита, который определяется температурой 1050–1160 К, давлением $7-10 \cdot 10^8$ Па и относится к алданскому типу метаморфизма. Основная масса пород днестровско-бугского цикла, кроме конкско-верховцевской серии, первоначально метаморфизована в условиях гранулитовой фации метаморфизма алданского типа и испытала регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Цикл включает два этапа гранитообразования — прогрессивный (эндербитизация), РТ-условия которого не отличались от условий прогрессивного этапа метаморфизма, и регрессивный, протекавший в условиях амфиболитовой фации в раннем протерозое. Несмотря на монофациальный характер метаморфизма днестровско-бугского цикла, устанавливается метаморфическая зональность его продуктов в гранулитовой и амфиболитовой фациях, обусловленная наклоном уровнем эрозионного среза. В период днестровско-бугского цикла первичная океаническая андезит-базальтовая кора была преобразована в кору континентального типа и создан первый, архейский, структурный этаж Украинского щита.

Криворожский цикл обусловил метаморфизм криворожской, ин-

гуло-ингулецкой, бугской, тетеревской и центральноприазовской серий. Цикл представлен полным набором метаморфических фаций — от зеленосланцевой до гранулитовой. Максимум метаморфизма пород этого цикла не превышал температуру 1030 К и давление 5–6·10⁸ Па. Метаморфизм криворожского цикла в целом отвечает ладожскому типу, но отмечены и отклонения в сторону повышенных давлений (осипенковская свита). Для него характерны четкая метаморфическая зональность, слабое проявление регрессивного этапа метаморфизма, прогрессивное гранитообразование. В период криворожского цикла формируется второй, нижнепротерозойский, структурный этаж, и щит стабилизируется.

Земная кора в пределах щита имеет горизонтально-слоистое строение, что выражается в последовательной смене фаций сверху вниз от менее глубинных к более глубинным. Такая структура подтверждается наличием горизонтальной метаморфической зональности, ксенолитов глубинных пород среди интрузивных чарнокитов, профилями глубинного сейсмического зондирования.

Широко развиты линейные зоны диафтореза, особенно в западной половине щита, имеющие, вероятно, раннепротерозойский возраст.

Изучение эволюции метаморфизма и закономерностей распространения метаморфических фаций позволяет сделать выводы о месте некоторых стратиграфических подразделений в разрезе докембрия Украинского щита.

Породы росинско-тикичской серии образовались большей частью в результате регрессивного метаморфизма днестровско-бугской серии, главным образом ее метабазитовой составляющей. Ультраметаморфическими производными росинско-тикичской серии являются гранитоиды звенигородского и кировоградско-житомирского комплексов. Допускается архейский возраст бугской серии, из состава которой следует исключить синицевскую, роцаховскую и каменнокостоватскую свиты. В северо-западном районе целесообразно выделить клесовскую серию и отвечающий ей осницкий комплекс. В составе ингуло-ингулецкой серии предлагается выделить спасовскую свиту, а аульскую свиту Приднепровья перевести в ранг серии. Подтверждается выделение букинского комплекса интрузивных чарнокитов, который внедрился в толщу пород тетеревской серии.

Установлена закономерная связь между распределением метаморфических фаций и выделяемых на щите металлогенических областей и структурно-металлогенических зон. Особый интерес представ-

ляют пограничные зоны фаций и субфаций, к которым приурочены, в частности, рудопроявления графита.

Карта метаморфических фаций Украинского щита, впервые составленная в масштабе 1:500000, очень неоднородна по обеспеченности фактическим материалом. Как показал опыт, метаморфическое картирование может быть успешным лишь в том случае, если оно выполняется одновременно с геологической съемкой.

- Батиевский Б.А., Скаржинская Т.А., Шунько В.И. Об амфиболитизированных диабазовых порфиритах из кристаллических образований бассейна р.Рось. - Геол.журн., 1972, 32, вып.4, с.21-31.
- Батиевский Б.А. Геохимические критерии расчленения пород росинско-тикичской серии бассейна р.Рось. - Докл. АН УССР, 1972, № 8, с.675-676.
- Беланов В.М. Тектоническое районирование северо-западной части Украинского щита : Автореф.дис. ... канд.геол.-минерал. наук. - Киев, 1969. - 14 с.
- Белевцев Р.Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна. - Геол.журн., 1970, 30, вып.4, с.25-38.
- Белевцев Р.Я. Взаимосвязь стратиграфии, тектоники и метаморфизма центральной части Украинского щита. - Геол. журн., 1971, 31, вып.6, с.140-152.
- Белевцев Р.Я. Региональная метаморфическая зональность центральной части Украинского щита. - Геол.журн., 1972, 32, вып.3, с.80-95.
- Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. - Киев : Наук.думка, 1975. - 230 с.
- Белевцев Р.Я., Дудко В.С., Слипченко В.В. Зависимость состава метapelитовых гранатов от условий метаморфизма в докембрии Украинского щита. - Геол.журн., 1978, 38, вып.5, с.108-118.
- Белевцев Р.Я., Дудко В.С., Слипченко В.В. Влияние Mn и Ca в гранатах на его равновесия с биотитом. - Минерал.журн., 1981, 3, № 2, с.90-97.
- Белевцев Я.Н., Прусс А.К. Основные этапы геологического развития Украинского щита. - Геол.журн., 1962, 22, вып.5, с.3-19.
- Белевцев Я.Н., Рудницкий П.М., Сухинин А.М. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. - Геол. журн., 1971, 31, вып.2, с.114-129.
- Белевцев Я.Н., Терещенко С.И. Условия метаморфизма железисто-кремнистых формаций Украины по термобарометрическим данным. - В кн.: Термобарогеохимия в геологии. - Владивосток: 1978, с.125-126.
- Белодусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. - М. : Наука, 1966. - 123 с.
- Берзенин Б.З. Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья. - Геохимия и рудообразование, 1974, вып.4, с.97-101.
- Берзенин Б.З., Сироштан Р.И., Шербакова Т.Г. Ставролит-кордиеритовая ассоциация как отражение метаморфической зональности Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны. - Докл. АН УССР. Сер.Б, 1978, № 3, с.195-198.
- Берзенина Э.Ф. Парагенетический анализ кордиеритсодержащих пород Ингульской гнейсовой полосы (юго-восточная часть Кировоградского блока). - Геол.журн., 1970, 30, вып.4, с.39-47.

Билынская Я.П., Злобенко В.Г., Ключков В.М. и др. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита и условные обозначения для крупномасштабных геологических карт кристаллического основания: (Объясн. зап.). - Киев: МинГео УССР, 1980. - 66 с.

Бойко В.Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Сосиновского района. - В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев: Наук.думка, 1967, с.82-231.

Бойко В.Л., Щербаков И.Б. О биотитах из осадочно-вулканогенных метаморфических пород юга Базавлукской структуры. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1967, 21, вып.2, с.183-192.

Бордунов И.Н. Геология осадочно-вулканогенных формаций Кременчугского района. - В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев: Наук.думка, 1967, с.39-81.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. - Л.: Наука, 1972. - 189 с.

Венидиктов В.М. Метаморфизм и гранитизация в кристаллическом фундаменте Приднестровья: Автореф.дис. ... канд.геол.-минерал. наук. - Киев, 1969. - 14 с.

Венидиктов В.М. О возможности применения геотермобарометров при изучении полиметаморфических комплексов (на примере кристаллического фундамента Приднестровья). - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1974, с.41-42.

Венидиктов В.М. К генезису мирмецитов. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук.думка, 1975, с.97-100.

Венидиктов В.М. О полиморфизме в кристаллическом фундаменте Приднестровья. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Русской платформы. - М.: Недра, 1976, т.2, с.177-182.

Венидиктов В.М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. - Киев: Наук.думка, 1978. - 162 с.

Венидиктов В.М. Эволюция метаморфизма в юго-западной части Украинского щита. - Изв. АН СССР. Сер.геол., 1979, № 6, с.38-46.

Веремьев П.С. Основные черты тектоники Подольского Приднестровья. - Геол.журн., 1974, 34, вып.1, с.62-74.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. - М.: Мир, 1969. - 246 с.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Геология и петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов. - В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с.3-148.

Вуд Б., Фрейзер Д. Основы термодинамики для геологов. - М.: Мир, 1981. - 184 с.

Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов: (Метод. пособие по геол. съемке м-ба 1:50000). - Л.: Недра, 1980. - 240 с.

Геохронология СССР. - Л.: Недра, 1973. Т.1. - 350 с.

Гинтов О.Б. О докембрийском разрезе Первомайско-Голованевского района Среднего Побужья. - Геол.журн., 1972, 32, вып.4, с.68-74.

Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. - Киев: Наук.думка, 1978. - 163 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. - Л.: Наука, 1973. - 128 с.

- Глевасский Е.Б., Всипчук К.Е., Цуканов В.А. Петрография и генезис железисто-силикатных сланцев Приазовья. - В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев : Наук.думка, 1971, с.160-173.
- Глевасский Е.Б., Всипчук К.Е., Цуканов В.А. Пироксены метаморфических пород Приазовья. - Геол.журн., 1973, 33, вып.1, с.42-51.
- Горошников Б.И., Юрьев Л.Л. О кордиерит-полиамфиболовых и антофиллит-кордиеритовых породах Северного Криворожья. - Докл. АН СССР, 1963, № 3, с.720-724.
- Гранулитовая фация метаморфизма / Г.М.Другова, В.А.Глебовицкий, Л.П.Никитина и др. - Л. : Наука, 1972. - 256 с.
- Гар У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. - М. : Мир, 1965. - Т.3. 316 с.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Породообразующие пироксены. - М. : Наука, 1971. - 453 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. - М. : Недра, 1972. - 286 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Ушакова Е.Н. Теоретические основы метаморфизма. - Новосибирск : Изд-во Новосиб. ун-та, 1974. - 182 с.
- Доброхотов М.Н. О плагиогранитах, прорывающих криворожскую серию в Кременчугском районе. - Докл. АН СССР, 1957, 117, № 2, с.287-290.
- Доброхотов М.Н. О некоторых вопросах геологии докембрия криворожско-кременчугской структурно-фациальной зоны. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4, с.16-19.
- Доброхотов С.М. Особенности магнезиально-железистых минералов гранитоидных пород Верхнего Побужья. - Геол.журн., 1968, 28, вып.1, с.38-48.
- Другова Г.М., Бугрова В.Д. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. - Зап.Всесоюз.минерал. о-ва. Сер.2, 1964, ч.93, вып.1, с.37-45.
- Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. - Л. : Наука, 1975. - 227 с.
- Жариков В.А., Иванов Н.И., Фонарев В.И. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. - М. : Наука, 1972. - 160 с.
- Жеру М.И. Докембрий Молдавии. - Кишинев : Штиинца, 1972. - 164 с.
- Жуков Г.В., Киктенко В.Ф., Качанов Е.Н. и др. Орехово-Павлоградская железорудная провинция. - В кн.: Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Киев : Наук.думка, 1978, т.1, с.253-271.
- Закруткин В.В. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита. - Геология и геофизика, 1961, № 9, с.72-80.
- Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. - Зап.Всесоюз.минерал. о-ва. Сер.2, 1968, ч.97, вып.1, с.13-23.
- Ито К., Кеннеди Дж.К. Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит - эглогит. - Геохимия, 1972, № 4, с.415-427.
- Ишевская Э.Г. О двух типах раннедокембрийских метаграувак северо-западной части Ингуло-Ингулецкой области Украинского щита. - В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты : Кол.фдл. АН СССР, 1977, с.69-76.
- Ищенко Д.Н. О хлоритоиде в породах Кривого Рога. - Минерал. сб. Льв.ун-та, 1957, № 11, с.288-295.
- Казakov А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. - Л. : Наука, 1976. - 238 с.

- Казаков А.Н., Миллер Ю.В., Дук В.Л. и др. Структурная эволюция метаморфических комплексов. - Л. : Наука, 1977. - 160 с.
- Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной формации. - Киев : Наук.думка, 1965. - 188 с.
- Карапетьянц М.Х. Химическая термодинамика. - М. : Химия, 1975. - 583 с.
- Карпенко В.С., Назаренко Н.Г., Шипакова О.В. Гранаты в протерозойских породах Северного Криворожья. - Минерал.сб. Льв. ун-та 1971, 25, вып.4, с.345-351.
- Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. - Киев : Наук.думка, 1978. - 211 с.
- Кепежинскас К.Б. Зависимость состава биотитов среднетемпературных метapelитов от давления. - Докл. АН СССР, 1972, 204, № 2, с.440-443.
- Кепежинскас К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. - М. : Наука, 1977. - 198 с.
- Кицул В.И., Лазебник Ю.Д., Бровкий А.А. Методы и результаты изучения кордиеритов гранулитовой фации. - В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М. : Наука, 1973, с.114-124.
- Кобзар В.М. Про стратиграфічне і структурне положення метаморфічних порід Західно-Аннівської смуги Північного Криворіжжя. - Геол.журн., 1963, 23, с.65-73.
- Кобзар В.М., Кучер В.М. Мікрогнейси Північного Криворіжжя та їх стратиграфічне положення. - В кн.: Питання мінералогії і петрографії України. Київ : Вид-во АН УРСР, 1962, с.22-33.
- Кожевников В.П. Структурная эволюция метаморфических комплексов в докембрии Костомукшского железорудного района : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Л., 1979. - 26 с.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. - Тр. Института геологических наук АН СССР. Петрогр.сер., 1940, № 5, вып.12, с.1-100.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. - М. : Наука, 1967. - 298 с.
- Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. - В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М. : Наука, 1968, с.138-164.
- Кориковский С.П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных K_2O метapelитовых сланцах и роговиках. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М. : Наука, 1969, т.1, с.106-141.
- Кориковский С.П. Влияние глубинности на парагенезисы недосыщенных K_2O высокоглиноземистых метapelитов. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М. : Наука, 1970, т.11, с.59-87.
- Кориковский С.П. Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М. : Наука, 1973, вып.3, с.71-95.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. - М. : Наука, 1979. - 264 с.
- Костюк В.П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе Вянищ. - Киев : Изд-во АН УССР, 1955. - 112 с.
- Кравченко Г.Л., Хмарук Т.Г. До питання про мінералогію та генезис залізистих кварцитів західного та центрального Приазов'я. - Геол.журн., 1966, 26, вып.2, с.18-32.
- Кравченко Г.Л. Пироксены из железистых кварцитов Приазовского массива. - Геол.журн., 1971, 31, вып.3, с.56-64.

Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г. Об условиях метаморфизма Куксунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье). - Геол. журн., 1976, 36, вып.2, с.21-37.

Крылова Н.Д., Прияткина Л.А. Гиперстен-силлиманитовые ассоциации в гранулитовом комплексе Порьей губы (юго-запад Кольского полуострова). - Докл. АН СССР, 1976, 226, № 3, с.661-664.

Кушинов Н.В. Структурно-тектонические соотношения акульской толщи с породами коньско-верховцевской серии. - Геол. журн., 1981, 41, вып.5, с.9-12.

Курепин В.А. Об условиях равновесия оливина, гиперстена и кварца. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев : Наук.думка, 1970, с.24-26.

Курепин В.А. Термодинамическая модель неупорядоченного твердого раствора. - Докл. АН СССР, 1975, 220, № 2, с.264-264.

Курепин В.А. К методике термодинамического анализа минеральных равновесий с участием фаз переменного состава. - Геохимия, 1976, № 2, с.289-298.

Курепин В.А. Термодинамика водосодержащего кордиерита и минеральных равновесий с его участием. - Геохимия, 1979, № 1, с.49-60.

Курепин В.А. Термодинамический анализ минеральных равновесий в пироксеносодержащих горных породах. - В кн.: Породообразующие пироксены Украинского щита. Киев : Наук.думка, 1979, с.115-127.

Курепин В.А. Ортопироксен железистых пород как геобарометр. - Минерал. журн., 1980, 2, № 2, с.63-69.

Лазаренко Е.К., Щербаков И.Б. Некоторые основные вопросы минералогии докембрия Украинского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев / Наук.думка, 1971, с.5-7.

Лазыко Е.М., Кирилук В.П., Сиворонов А.А. и др. Нижний докем. дт западной части Украинского щита. - Львов : Изд-во при Льв.ун-те, 1975. - 236 с.

Левковский Р.З. Рапакиви - Л. : Недра, 1975. - 223 с.

Лепезин Г.Г. Значение воды в кордиеритах при природном минералообразовании. - Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3, с.663-667.

Лепезин Г.Г. Метаморфизм фации эпидитовых амфиболитов. - М. : Наука, 1972. - 152 с.

Лутц Б.Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах. - Геология руд. месторождений, 1965, № 5, с.18-30.

Лучицкий В.И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. - Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.; 1930, 8, вып.3/4, с.147-162.

Лучицкий В.И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. - В кн.: Стратиграфия СССР, 1939, т.1, с.37-43.

Макаров В.Н., Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. - Л. : Наука, 1971. - 116 с.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - М. : Наука, 1965. - 327 с.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. - М. : Наука, 1966. - 200 с.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. - М. : Изд-во Моск.ун-та, 1973. - 321 с.

Маракушев А.А. Достижения и проблемы петрографии. - Вестн. Москв.ун-та, 1977, № 5, с.67-87.

Мельник Ю.П., Стыгин А.И. Минералогия метасоматитов в поле мигматитов Кривого Рога. - Минерал. сб., 1963, 10, № 17, с.193-204.

Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. - Киев : Наук.думка, 1969. - 195 с.

Мельник Ю.П., Ярошук М.А. Термодинамические условия метаморфизма карбонатных пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита. - Зап. Всесоюз.минерал. о-ва, Сер.2, 1970, ч.49, вып.1, с.1-15.

Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. - Киев : Наук.думка, 1971. - 195 с.

Мельник Ю.П., Ярошук М.А., Оноприенко В.Л. Термодинамика метаморфизма ультраосновных пород Украинского щита. - В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. - М. : Наука, 1972, с.201-212.

Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. - Киев : Наук.думка, 1973. - 287 с.

Метаморфические пояса СССР. - Л. : Наука, 1971. - 294 с.

Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с.83-94.

Митрофанов Ф.П., Кравцова Е.И., Мануйлова М.М. и др. Раннедокембрийские гранитоидные формации. - Л. : Наука, 1975. - 292 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса - М. : Мир, 1976. - 535 с.

Нагайцев Ю.В. О некоторых типах реакций прогрессивного метаморфизма в метабазитовых породах (на примере Ладжской формации). - Докл. АН СССР, 1972, 206, № 6, с.1437-1441.

Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. - М. : Недра, 1964. - 123 с.

Някольский А.П., Каукин Б.В. Метаморфизм железорудных формаций докембрия юго-западной части Русской платформы. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев : Наук.думка, 1969, с.145-154.

Ньютон Р., Чарлу Т., Клеппа О. Термохимия гранатов и пироксенов высокого давления в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. - В кн.: Эксперимент и методы в минералогии и геохимии. - М. : Изд-во ВИНТИ, 1977, № 34, с.15-22.

Обручев С.В. Основные подразделения протерозоя в СССР. - В кн.: Геология докембрия : Междунар. геол. конгр. XXII сессия. М. : Наука, 1964, с.9-15.

Орса В.И. Гнейсово-мигматитовая формация и гранитоиды центральной части Среднего Приднепровья : Автореф.дис. ... канд. геол.-минерал.наук. - Киев, 1967. - 24 с.

Орса В.И. Петрология гранитогнейсового комплексу Среднего Приднепровья. - Киев : Наук.думка, 1973. - 170 с.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. - М. : Наука, 1970. - 392 с.

Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы : (Справочник хим.анализов и парагенезисов минералов). - Л. : Недра, 1971. - 424 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. - М. : Недра, 1976. - 287 с.

Перчук Л.Л., Федькин В.В. Температурный и газовый режим формирования гранитоидов. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма : (Тр. П сес. Науч. Совета по геологии докембрия). Л. : Наука, 1976, с.97-105.

Пискорская В.К. Петрография и метаморфизм докембрийских пород Ушомирского блока на Волыни : Автореф.дис. ... канд.геол.-минерал.наук. - Киев, 1972. - 26 с.

Половинкина Ю.Ир. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела. - Тр.Центрального научно-исследовательского горнорудного института. М.; Л. 1936. - 193 с. - Вып.73/.

Половинкина Ю.Ир. Куммингтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога. - Минерал. сб. Льв. геол. о-ва, 1953, № 7, с.176-186.

Половинкина Ю.Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. - Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1953, вып. 2, с.44-71.

Половинкина Ю.Ир., Иванова В.П. О некоторых хлоритах и гидрослюдах Кривого Рога. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М. Изд-во АН СССР, 1953, т. II, с.161-181.

Половинкина Ю.Ир. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение. - Петрогр. сб. 1955, № 1, с.5-42.

Половинкина Ю.Ир., Наливкина Э.Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднестровья. - Д. : Госгеотехиздат, 1959. - 136 с.

Полонко Н.И., Жуков Г.В. Метаморфические породы Правобережного района. - В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев : Изд-во АН УССР, 1956, с.81-214.

Породообразующие гранаты Украинского щита. Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Щербакова Т.Г. и др. - Киев : Наук. думка, 1980. - 176 с.

Породообразующие пироксены Украинского щита / Вендиктов В.М. Глеваский Е.Б., Голуб Е.Н. и др. - Киев : Наук. думка, 1979. - 228 с.

Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. - Д. : Наука, 1978. - 246 с.

Риваленти Дж. Геохимия метавулканических амфиболитов Гренландии. - В кн.: Ранняя история Земли. М. : Мир, 1980, с.223-233.

Рокачук Т.А., Щербаков И.Б. Применение термolumинесцентных свойств калцинатровых полевых шпатов для корреляции гранитоидов Украинского щита. - Докл. АН СССР, 1974, 218, № 3, с.674-676.

Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. - Д. : Недра, 1975. - 415 с.

Русakov Н.Ф., Русакoва А.Ф., Литовский Д.И. и др. Сапфириносодержащий кристаллический сланец в гнейсово-кристаллосланцевой формации Салтычанского антиклинория. - В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев : Наук. думка, 1979, с.152-154.

Рябокoнь В.В., Щербаков И.Б. Сoбиты Украинского щита и их генезис. - Киев : 1977. - 53 с. - (Препринт / ИГЕМ АН УССР).

Рягузов Н.Т., Бабков Ю.Б. О сoпoставимoсти разрезов гнейсово-сланцевoго кoмплекса Криворожско-Кременчугской зоны по условиям oбразoвания и зaкoнoмернoстям рaспрeделения элементoв-примесей. - Геол. журн., 1970, 30, вып.1, с.80-89.

Саксена С.К. Термoдинамикa твердых рaствoров пoрoдoбразoвующих минералoв. - М. : Мир, 1975. - 203 с.

Семененко Н.П. Структура рудных полей криворожских железорудных месторождений. - Киев : Изд-во АН УССР, 1946. Т. I. - 264 с.

Семененко Н.П. Структура кристаллического массива Среднего Приднестровья. - Киев : Изд-во АН УССР, 1949. - 111 с.

Семененко Н.П., Сирoштан Р.И., Степанец В.Д. Поле мигматитoв и гранитoв р.Ингульцa. - Киев : Изд-во АН УССР, 1954. - 163 с.

Семененко Н.П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. - Киев : Изд-во АН УССР, 1956. - 536 с.

Семененко Н.П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. - Киев : Изд-во АН УССР, 1957. - 68 с.

Семененко Н.П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. - Киев : Изд-во АН УССР, 1959. - 688 с.

- Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. - Киев : Наук. думка, 1966. - 262 с.
- Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1967. - 380 с.
- Сидоренко Е.Ф. Гранат из мигматитов Приднестровья. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1960, № 14, с.297-303.
- Сироштан Р.І. Кристалічні вапняки Побужжя. - Геол.журн., 1950, 10, вып.2, с.26-34.
- Сироштан Р.И., Щербакова Т.Г., Глевасский Е.Б. и др. Химические и физические особенности кордиеритов Украинского щита как отражение их генезиса. - Геол.журн., 1974, 34, вып.6, с.51-64.
- Сироштан Р.И., Щербакова Т.Г. Кордиеритообразование как индикатор степени и направленности метаморфизма. - Геол.журн., 1977, 37, вып.6, с.48-60.
- Сироштан Р.И., Половко Н.И., Парфенова А.Я. и др. Широкозонные железистые породы. - В кн.: Породообразующие пироксены Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1979, с.62-77.
- Слензак О.И. Структура пересечения парных метаморфических поясов докембрия. - Киев : Наук. думка, 1978. - III с.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. - М. : Наука, 1964 - 218 с.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований. - Геол.журн., 1972, 32, вып.4, с.3-11.
- Структурная эволюция метаморфических комплексов / Под ред. А.Н.Казакова. - Л. : Наука, 1977. - 159 с.
- Стрыгин А.И., Ловгань М.Н. Гранитизация метабазитов и пород нижней свиты в Ингулецком районе Криворожья. - Изв. АН СССР, 1961, № 6, с.68-79.
- Стрыгин С.І., Кобзар В.М. Метаморфічні породи Білоцерківсько-Одеської зони. - Геол.журн., 1966, 26, вип.4, с.55-61.
- Стрыгин А.И. Метаморфизм железистых пород Украинского щита. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев : Наук. думка, 1969, с.155-157.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. - Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. - 550 с.
- Танатар И.И. О метаморфическом (дистеновом) сланце. - Инж. работник, 1925, № 9, с.32-38.
- Тарашан А.Н. Люминесценция минералов. - Киев : Наук. думка, 1978. - 296 с.
- Термо- и барометрия метаморфических пород / В.А.Глебовицкий, Г.М.Другова, С.П.Екимов и др. - Л. : Наука, 1977. - 207 с.
- Тернер Ф.Д. Эволюция метаморфических пород. - ИЛ, 1951. - 283 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М. : Изд-во иностр. лит., 1961. - 592 с.
- Ткачук Л.Г. Гайворон-завальський комплекс чарнокіто-норитових порід та зв'язані з ними родовища хромітів. - К. : Вид-во АН УРСР, 1940. - 58 с.
- Ткачук Л.Г. Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клеовиты. - В кн.: Геология СССР. М. : Гостгеол-издат, 1958, т.5, с.272-275.
- Тутковский К.А. Геологическое исследование вдоль строящейся Киево-Ковельской железной дороги. - Изв. Геолкома, 1921, № 21, с.325-486.
- Усенко И.С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. - Киев : Изд-во АН УССР, 1958. - 142 с.

Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. - Киев : Изд-во АН УССР, 1960. - 179 с.

Усенко И.С., Щербаков И.Б. Об эколитоподобных породах Побужья. - В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев : Наук.думка, 1966, с.57-59.

Усенко И.С., Щербаков И.Б. Об эколитоизированных основных породах Украинского щита. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук.думка, 1970, с.199-208.

Усенко И.С., Сироштан Р.И., Щербаков И.Б., Хмарук Т.Г. О метаморфизме Украинского щита. - Геол. журн., 1971, 31, вып.2, с.3-16.

Усенко И.С. и др. Карта метаморфических фаций Украинского щита. - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, 1972, т.1, с.139-149.

Усенко И.С., Щербаков И.Б., Заяц А.П. Биотиты докембрия. - Киев : Наук.думка, 1972. - 206 с.

Усенко И.С., Хмарук Т.Г., Кравченко Г.Л. и др. Об условиях метаморфизма кристаллических сланцев р.Берды (Приазовье). - Гесхимия и рудообразование, 1973, вып.2, с.21-31.

Ушакова Е.Н. Минералогия и петрография метаморфических пород хошевато-завальевской свиты Побужья : Автореф.дис. ... канд. геол.-минер.наук. - Новосибирск, 1960. - 25 с.

Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. - Новосибирск : Наука, 1971. - 346 с. - (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып.87).

Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. - Новосибирск : Наука, 1980. - 327 с.

Фации метаморфизма. Н.Л.Добрецов, В.В.Ревердатто, В.С.Соболев и др. - М. : Недра, 1970. - 432 с.

Федькин В.В. Анализ парагенезисов ставролита. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. - М. : Наука, 1970, т.2, с.214-254.

Федькин В.В. Ставролит. - М. : Наука, 1975. - 273 с.

Фомин А.Б. Геохимические особенности распределения элементов семейства железа в ультраосновных и основных породах Среднего Побужья : Автореф. дис. ... канд.геол.-минерал.наук. - Киев, 1968. - 23 с.

Фонарев В.И., Корольков Г.Я. Оливин-ортопироксен-кварцевый геобарометр : (Эксперим.данные). - Докл. АН СССР, 1978, 238, № 3, с.687-690.

Фонарев В.И., Корольков Г.Я., Докина Т.Н. Экспериментальное исследование ассоциации ортопироксен+оливин+кварц. - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии : Метаморфизм, магматизм. М. : Наука, 1979, т.1, с.159-171.

Фуртес В.В. Находки палеозойских спор в отложениях озерной свиты овручской серии. - Геол.журн., 1978, 38, вып.8, с.145-147.

Хатунцева А.Я., Ивантишин I.Н. Геологические формации северо-западной части Украинского щита. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук.думка, 1965, с.134-156.

Хатунцева А.Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. - Киев : Наук.думка, 1977. - 140 с.

Хлестов В.В., Ушакова Е.Н. Метаморфизм пород китайской свиты в Восточном Сяне. - Материалы по генез. и эксперим. минералогии, 1965, № 3, с.245-287.

Хмарук Т.Г., Щербаков И.Б. Чарнокиты Західного Приазов'я. - Геол. журн., 1960, 25, вып.5, с.34-42.

Цуканов В.А. Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья - Киев : Наук.думка, 1977. - 167 с.

Чашка А.И. Особенности состава полевых шпатов и температуры образования протерозойских гранитоидов. - В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережья Украины и их использование. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1967, вып.2, с.74-77.

Шварц Г.А., Пятаде А.А. Геологическое строение и состав гнейсовой толщи Братского синклинория. - Геол.журн., 1980, 40, вып.5, с.20-28.

Шелудько Т.Ф., Агафонова Т.Н. Ставролиты из гнейсов Средне-го Приазовья. - Минерал.сб. Льв. геол. о-ва, 1958, № 12, с.270-280.

Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. Усенко И.С., Т.А.Рокачук, Н.К.Крамаренко и др. - Киев: Наук.думка, 1980. - 195 с.

Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. - Киев: Наук.думка, 1975. - 269 с.

Щербак М.П., Босипчук К.Ю. та ін. Виявлення найдавніших гранітоїдів в докембрії Приазов'я. - Доп. АН УРСР. Сер.Б, 1977, № 10, с.904-906.

Щербаков И.Б. Петрография и генезис гнейсово-мигматитовой толщи Среднего Побужья. Автореф.дис. ... канд.геол.-минерал. наук - Киев, 1963. - 17 с.

Щербаков И.Б. Про глиноземистість біотитів з метаморфічних порід. - Геол.журн., 1965, 25, вып.1, с.23-32.

Щербаков И.Б. Об особенностях состава гранитоидов Украинского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев: Наук.думка, 1971, с.121-127.

Щербаков И.Б. О стратиграфическом положении росинско-тикичской серии. - Геол.журн., 1972, 32, вып.1, с.151-155.

Щербаков И.Б. Литолого-геохимические особенности комплексов метаморфических пород Росинско-Тикичского района Украинского щита. - Геохимия и рудообразование, 1973, вып.2, с.38-47.

Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. - Киев: Наук.думка, 1975. - 279 с.

Щербаков И.Б., Рокачук Т.А. Характер изменения термолитоминеральных свойств щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита в связи с направленностью процессов гранитообразования. - Геол.журн., 1979, 39, вып.1, с.117-121.

Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. - В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970, с.192-259.

Эз В.В., Черноморский М.А., Дук В.Л. Методы изучения структур метаморфических толщ. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000. Вып.4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л.: Недра, 1972, с.85-91.

Этингоф И.М. Новые данные по стратиграфии ингулецкой гнейсовой толщи. - Геол.журн., 1968, 28, вып.5, с.97-100.

Этингоф И.М. О тектонике докембрия в Ингуло-Ингулецком районе. - Геол.журн., 1969, 29, вып.1, с.30-38.

Этингоф И.М. Метаморфические и ультраметаморфические породы Ингуло-Ингулецкого района (литолого-стратиграфическое расчленение, вопросы петрологии, формации): Автореф.дис. ... канд. геол.-минерал.наук. - Киев, 1973. - 23 с.

Этингоф И.М. Беланов В.М., Харитонов В.Д. и др. О геотектоническом районировании кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины и смежных территорий. - Докл. АН УССР. Сер.Б, 1976, № 8, с.705-708.

Яковлев Б.Г., Бочков А.А. О проблеме габброидов Приазовья. - Геол.журн., 1973, 33, № 6, с.7-15.

Яковлев Б.Г. Изоморфизм и геохимические условия образования гранатов из основных и железистых пород Среднего Побужья. - Минерал. сб., 1976, 30, вып.2, с.9-21.

Яковлев Б.Г. О зависимости сольвуса геденбергит-ферросилит от температуры и давления. - Геохимия, 1979, № 6, с.861-868.

Ярошук М.А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толща Володарских магнитных аномалий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1966. - 19 с.

Ярошук М.О. Піроксен-плагіоклазові кристалічні сланці району Володарських магнітних аномалій. - Геол. журн., 1968, 28, вип.5, с.56-64.

Ярошук М.А., Оноприенко В.Л. К вопросу о метаморфизме железисто-кремнистых пород Саксаганского р-на на глубоких горизонтах. - В кн.: Геологическое строение и перспективы рудоносности Кривого Рога на больших глубинах. Киев: Наук. думка, 1973, с.89-91.

Ярошук М.А., Оноприенко В.Л. Гранаты из железисто-кремнистых пород Саксаганского района Криворожья. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1975, № 29, вып.1, с.50-54.

Ярошук М.А., Ярошук Э.Я., Оноприенко В.Л. Состав пород как фактор развития процессов ультраметаморфизма в докембрии. - Сов. геология, 1977, № 4, с.125-130.

Яценко Г.М., Янчук Э.А., Росихина А.И. Марганцовистый гранат из гондитоподобных пород Украинского щита. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1977, № 31, вып.1, с.79-80.

Яценко Г.М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита. - Львов: Вища школа, 1980. - 140 с.

Akells J., Boyd F.R. Effect of pressure on the composition of coexisting pyroxenes and garnet in the system $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-CaAl}_2\text{Ti}_2\text{O}_6$. - In: Carnegie Inst. Annu. Rept. Direct. Geophys. Lab., 1972/1973. Washington, 1973, p.523-526.

French B.M., Eugster H.P. Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibrium. - J. Geophys. Res., 1965, 70, N 6, p.1529-1539.

Frost M.J. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. - Geol. Mag., 1962, 49, N 5, p.427-438.

Genguly J. Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficients. - Geochim. et Cosmochim. acta, 1979, 43, p.1021-1029.

Hensen B.I. Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers - In: Carnegie Inst. Annu. Rept. Direct. Geophys. Lab., 1972/1973. Washington, 1973, p.527-534.

Hewins R.H. Pyroxene geothermometry of some granulite facies rocks. - Contribs Mineral. and Petrol., 1975, 50, N 3, p.205-209.

Holdaway H.J., Lee Sang Men. Fe-Mg-cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. - Contribs Mineral. and Petrol., 1977, 63, N 2, p.175-198.

Hoshak D. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. - Contribs Mineral. and Petrol., 1969, 22, N 3, p.208-232.

Johannes W., Schreyer W. Verteilung von H_2O und CO_2 zwischen Mg-Cordierite und fluiden Phase. - Fortschr. Miner., 1977, 55, N. 1, 1/2, S.64-65.

Leeke B.E. Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites. - Amer. Miner., 1960, 45, 282, p.214-237.

Lindsley D.H., Dixon S.A. Diopside-enstatite equilibria at 850 to 1400°C, 5 to 35 kb. - Amer.J.Sci., 1976, 276, N 10, p.1285-1301.

Miyashiro A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. - Geochim. et Cosmochim. acta, 1953, 4, N 4, p.150-156.

Newton R.C., Charlu T.V., Anderson P.A., Klappa O.I. Thermochimistry of synthetic clinopyroxenes on the join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. - Geochim. et Cosmochim. acta, 1979, 43, N 1, p.55-60.

Olsen E., Mueller R. Stability of orthopyroxenes with respect to pressure, temperature and composition. - J.Geol., 1966, 74, N 5, pt 1, p.620-625.

Perchuk L.I. Thermodynamic control of metamorphic process. - In: Energetic of geological processes. New York: Springer, 1977, p.285-352.

Reheim A., Green D.H. Experimental determination on the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. - Contribs Mineral. and Petrol., 1974, 48, N 2, p.179-203.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. - London, 1967. - 588 p.

Richardson S.W. Staurolite stability in a part of system Fe-Al-Si-O-H. - J.Petrol., 1968, 9, N 3, p.467-488.

Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria, the aluminium silicate triple point. - Amer.J.Sci., 1969, 267, N 3, p.259-272.

Reinhardt E.W. Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Gananoque area, Ontario. - Can.J.Sci., 1968, 5, N 3, p.455-482.

Saxena S.K. Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution. - Amer.Mineral., 61, N 7/8, 1976, p.643-652.

Saxena S. Garnet-clinopyroxene geothermometer. - Contribs Mineral. and Petrol., 1979, 70, N 3, p.229-235.

Spear F. Ca-amphibole composition as a function of temperature, and fluid pressure, and oxygen fugacity in a basaltic system. - In: Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1976, p.775-780.

Smith D. Stability of the assemblage iron-rich orthopyroxene-olivine-quartz. - Amer.J.Sci., 1971, 271, N 4, p.370-382.

Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks. - I-II. - Amer.J.Sci., 1976, 276, N 4, p.401-454.

Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonics. - New York, 1963. - 545 p.

Weisbrod A. Cordierite-garnet equilibrium in the system Fe-Mn-Al-Si-O-H. - Carnegie Inst., Year Book 1972/1973. Washington, 1973, 72, p.515-518.

Windley B.F., Hard K.K., Bowden A.A. The Fiskeneset complex, west Greenland. Part I. A preliminary study of the stratigraphy, petrology and whole rock chemistry from Qeqertarsuuitsiaq. - Medd. Greenland, 1973, 196, N 2 p.80.

Windley B.F., Smith I.V. The Fiskeneset complex, West Greenland. Part II. General mineral chemistry from Qeqertarsuuitsiaq. - Grn.Geol.Under., Kobenhavn, 1974, 196, p.54.

Wood B.J. The partitioning of iron and magnesium between garnet and clinopyroxene. - Carnegie Inst. - Wash. Year-book-1978-1979, - p.571-573.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ.....	3
ВВЕДЕНИЕ (И.Б.Щербаков)	5
КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА (И.С.Усенко, И.М.Этингоф, И.Б.Щербаков).....	7
СХЕМА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ (И.Б.Щербаков, Р.И.Сироштан, Р.Я.Белевцев)	22
ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ (Т.Г.Щербакова, Р.И.Сироштан, Р.Я.Белевцев, В.М.Венидик- тов, И.Б.Щербаков)	30
РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ	50
Северо-Западный район (Г.П.Хворова, И.М.Этингоф, В.В.Зюльцле, Ю.К.Пийяр)	50
Основные черты геологического строения	50
Метаморфическая зональность	51
Житомирский подрайон	51
Новоград-Волынский подрайон	64
Коростенский подрайон	65
Осницкий подрайон	66
Особенности метаморфизма Северо-Западного района	68
Днестровско-Бугский район (И.Б.Щербаков, В.В.Зюльцле, В.Н.Минеева)	69
Основные черты геологического строения	69
Метаморфическая зональность	71
Букинский подрайон	71
Верхнебугский подрайон	91
Приднестровский подрайон	98
Среднебугский подрайон	106
Особенности метаморфизма Днестровско-Бугского района	117
Росинско-Тикичский район (И.Б.Щербаков, В.В.Зюльцле, С.П.Кириллов, С.И.Слензак, Б.А.Батиевский)	119

Основные черты геологического строения	119
Метаморфическая зональность	121
Ружинско-Липовецкий подрайон	121
Гайсинский подрайон	123
Белоцерковско-Уманский подрайон	129
Тикичский подрайон	135
Особенности метаморфизма Росияско-Тикичского района	142
Ингуло-Ингулецкий район (Р.Я.Белевцев, И.М.Этингоф, Я.П.Билынская, Е.Н.Голуб.....)	144
Основные черты геологического строения	144
Метаморфическая зональность	150
Особенности метаморфизма Ингуло-Ингулецкого района ..	167
Среднеприднепровский район (Р.Я.Белевцев, В.И.Орса)	168
Основные черты геологического строения	168
Метаморфическая зональность	171
Особенности метаморфизма Среднеприднепровского района ..	195
Приазовский район (Р.И.Сироштан, Н.И.Половко, Т.Г.Щербакова, Г.Л.Кравченко, К.Е.Есипчук, Е.Б.Глевасский)	196
Основные черты геологического строения	196
Метаморфическая зональность	206
Салтычанский антиклинорий	225
Верхнебердянская синклиналь	228
Кальчик-Кальмиусский антиклинорий	229
Мангушский синклинорий	230
Корсакский синклинорий	234
Орехово-Павлоградская зона	235
Гуляйпольская брахисинклиналь	238
Сорокинская зона	239
Особенности метаморфизма Приазовского района	241
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУ- ЧЕНИИ МЕТАМОРФИЗМА (В.М.Венидиктов)	243
МЕТАМОРФИЗМ И МИКРОДЕФОРМНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ (Т.А.Рокачук)	250
ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА	257
Термодинамический режим метаморфизма бедных кальцием пород (Р.Я.Белевцев)	257
Минеральные равновесия и физико-химические условия мета- морфизма мафических, ультрамафических и железистых пород гранулитовых комплексов (Б.Г.Яковлев, Э.А.Никулина, Г.Л.Кравченко, С.Б.Стелченко, О.П.Шаркин)	262

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЗМА (И.Б. Щербаков, Р.И. Сиро- штан, И.М.Этангоф)	275
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (И.Б.Щербаков)	289
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	292

Иван Степанович Усенко
Игорь Борисович Щербаков
Ростислав Иванович Сироштан
Рудольф Яковлевич Белевцев
Илья Михайлович Этингер
Тамара Григорьевна Щербакова
Наталья Ивановна Половко
Георгий Львович Кравченко
Борис Гаврилович Яковлев
Виктор Иванович Орса
Виктор Михайлович Венидиктов
Вениамин Викторович Эюльде
Галина Прокольева Хворова
Ярослава Павловна Бильнская
Юзеф Кароль Пийяр
Елена Николаевна Голуб
Татьяна Андреевна Рокачук
Константин Ефимович Есипчук
Марина Алексеевна Ярошук
Эдит Алексеевна Никулина
Станислав Петрович Кириллов
Сергей Игоревич Слензак
Сергей Борисович Степченко
Олег Павлович Шаркин
Евгений Борисович Глевасский
Вера Николаевна Минеева
Борис Алексеевич Батиевский

МЕТАМОРФИЗМ УКРАИНСКОГО ШИТА

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Н. Я. Чехович
Обложка художника С. В. Назарова
Художественный редактор И. П. Савицкая
Технический редактор И. Ю. Алексахина
Корректор Н. Б. Кудрявцева

Информ. бланк № 5072

Подп. к печ. 31.12.82. БФ 01302. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 1.
Офс. печ. Усл. печ. л. 20, II. Усл. кр.-отт. 20, II. Уч.-изд. л. 20, 34.
Тираж 480 экз. Заказ № 2-697. Цена 2 р. 40 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев, ГСП, Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев-4, Репина, 4.

